

1. [illegible]
2. [illegible]
3. [illegible]
4. [illegible]

Grundriss

der

Meteorologie und Klimatologie,

letztere mit besonderer Rücksicht

auf

Forst- und Landwirte.

Von

Dr. R. Hornberger,

Professor an der Kgl. Forstakademie Münden,

Mitglied der Kaiserl. Leop. Carol. Akademie Deutscher Naturforscher.



Mit 15 Textabbildungen und 7 lithographischen Tafeln.

BERLIN.

VERLAG VON PAUL PAREY.

Verlagshandlung für Landwirtschaft, Gartenbau und Forstwesen.

SW., 10 Hedemannstrasse.

1891.

Vorwort.

Die Idee zu dem Buch, welches hiermit der Öffentlichkeit übergeben wird, ist ursprünglich aus dem Wunsche des Verfassers hervorgegangen, den Studierenden der Forstwissenschaft ein Buch namhaft machen zu können, welches sie in den Stand setzen würde, durch Selbststudium und Repetition das in den Vorlesungen über Meteorologie und Klimatologie Gehörte zu befestigen und dadurch zugleich zu einem tieferen Verständnis der Erscheinungen und ihrer wechselseitigen Beziehungen zu gelangen als durch das Hören allein möglich ist, sowie Gedächtnislücken jederzeit ausfüllen zu können. Dicke Bücher über die in Rede stehenden Fächer pflegen aber den Forstmann abzuschrecken; er studiert sie nicht durch, weil er für Neben- oder Hülfsfächer, die ihm dieselben nun einmal sind, gewöhnlich nicht genug Zeit erübrigt. Auch bieten die vorhandenen Lehrbücher, soweit sie nicht bereits veraltet sind, der Mehrzahl nach dem Forstmann einerseits zu viel, andererseits zu wenig; zu viel, weil sie den Stoff sehr eingehend aber lediglich vom allgemein wissenschaftlichen Standpunkt aus behandeln, zu wenig, weil ungeachtet der Fülle des Gebotenen Dasjenige, was den Forstmann als solchen spezieller interessieren muss, meist in ganz ungenügender Weise berücksichtigt ist. Die vorhandenen kleineren Bücher sind meist populär gehalten und gleichfalls zu unvollständig für die Bedürfnisse des Forstmannes, oder sie zielen zu ausschliesslich auf die praktische Witterungskunde und Wetterprognose ab, um für den vorgenannten Zweck geeignet zu sein. Mehrere Bücher über Meteorologie sind seit Inangriffnahme dieses Grundrisses neu erschienen. Auch sie verfolgen allgemeinere oder für uns mehr abseits liegende spezielle Ziele und füllen daher jene Lücke ebenfalls nicht aus.

Es war nun aber keineswegs erforderlich, ein Buch lediglich für Forstmänner oder für Forst- und Landwirte zu schreiben. Es

genügte, den klimatologischen Teil inhaltlich so zu gestalten, dass vornehmlich dieser den spezielleren Bedürfnissen derselben gerecht würde ohne ausschliesslich diesen Zwecken zu dienen und die allgemeineren Gesichtspunkte ausser acht zu lassen, während der vorausgehende meteorologische als der grundlegende allgemeine Teil der Gesamtmeteorologie einer derartigen besonderen Rücksichtnahme hinsichtlich der zu behandelnden Materie überhaupt nicht bedurfte, bezw. solche nicht gestattete.

Diese Erwägungen waren bei der Abfassung des Buches massgebend. Dasselbe ist nicht für Forst- und Landwirte allein bestimmt, sondern für alle diejenigen, welche — ohne Meteorologen von Fach werden zu wollen — in Kürze über die atmosphärischen Erscheinungen, gemäss dem gegenwärtigen Stand der Erkenntnis und Anschauungen auf diesem Gebiete, sich unterrichten wollen. Die eingehaltene Anordnung des Stoffes wird dies erleichtern. Das spezifisch Forstlich-Landwirtschaftliche desselben ist thunlichst in gewisse, leicht kenntliche Kapitel des zweiten Teils verwiesen und kann von Nichtinteressenten bequem umgangen werden. Zur Erleichterung des Nachschlagens ist ein eingehendes alphabetisches Inhalts-Verzeichniss beigegeben.

Alle Temperaturen sind in Celsiusgraden ausgedrückt. Die Isobaren und Winde und die Linien gleicher Temperatur in Tafel I bis V sind nach den neuen meteorologischen Karten von Hann (Berghaus phys. Atlas, neue Aufl.) gezeichnet mit Hinweglassung einzelner minder wichtigen Linien, soweit dies zur Vermeidung einer Überfüllung der in verkleinertem Massstab ausgeführten Karten geboten schien.

Möge das Buch zur Verbreitung meteorologischen Wissens beitragen und zugleich das Verständnis für das bezügliche Blatt im Buche der Natur fördern helfen.

Münden im Juni 1891.

Der Verfasser.

Inhalt.

IV. Niederschlag.

V. Luftdruck.

VI. Bewegung.

VII. Das Wetter.

VIII. Die Stürme.

IX. Lokale Winde besonderen Charakters.

V. Höhenklima.

VI. Gebirge; Hügelland; Flachland.

VII. Spezielle Ortslage.

VIII. Land- und Seeklima.

IX. Regenverhältnisse, Regenzonen.

Einleitung.

Begriff. Die Meteorologie ist die Lehre von der Atmosphäre. **1.**
Der Name dieser Lehre ist von „μετέωρος“ abgeleitet, welcher Ausdruck etwas Erhabenes bezeichnet. Es ist die Lehre von τα μετέωρα, von den Dingen über der Erde, wie Aristoteles sagte, der über 300 Jahre vor unserer Zeitrechnung eine meteorologische Abhandlung schrieb und das Wort fast in demselben Sinne gebrauchte, in welchem es noch heute gebraucht wird.

Die Meteorologie hat zur Aufgabe das wissenschaftliche Studium der atmosphärischen Zustände, der Veränderungen dieser Zustände und der atmosphärischen Erscheinungen überhaupt.

Das pflanzliche wie das tierische Leben zeigt sich in hohem Grade abhängig von atmosphärischen Einwirkungen. Ganz abgesehen davon, dass wir ohne Luft nicht leben können, auch die wechselnde Beschaffenheit, die verschiedenen Zustände der Atmosphäre und die in ihr sich abspielenden Vorgänge üben mehr oder weniger mächtige Einflüsse auf Lebewesen wie Lebensverhältnisse aus, und wir sind nicht imstande, uns ihren Einwirkungen, die teils physischer, teils seelischer Natur sind, zu entziehen. Nichts ist daher natürlicher, als dass der Mensch seit den ältesten Zeiten Interesse an den Witterungserscheinungen genommen hat, und dass dieses Interesse mit der Erweiterung der naturwissenschaftlichen Erkenntnis, welche allmählich zur Entwickelung der Meteorologie auf ihre heutige Stufe geführt hat, stetig gewachsen ist. „Jeder Mensch,“ sagt Dove, „seine Thätigkeit sei noch so sehr durch die Anforderungen des bürgerlichen Lebens auf einen bestimmten Kreis von Geschäften angewiesen, hat doch eine Seite, nach welcher er sich zur Natur verhält, und wäre es auch nur die, nach der er sie gewähren lässt, und wer kann sich ihr entziehen? Wenn wochenlang der Himmel mit einem einförmigen Grau bedeckt ist, so werden am Ende auch wir trübe; wenn er endlich aber wieder hell wird, werden auch wir heiter. So sind wir ein treuer Spiegel des Himmels über uns, wir gehen ein in seine Launen, und Jeder ist in diesem Sinne nicht nur ein Meteorologe, sondern sozusagen die Meteorologie selbst. Aber dieses passive Ergehen macht bald

dem Bedürfnisse Platz, die Sprache zu verstehen, in der die Natur zu uns redet, in dem Wechsel das Bestehende, in der scheinbaren Willkür das Gesetz nachzuweisen.“ —

2. **Meteorologie und Klimatologie.** Die Meteorologie im weiteren Sinne begreift in sich die Meteorologie im engeren Sinne, welche die atmosphärischen Vorgänge als solche untersucht und auf ihre Ursachen zurückzuführen bemüht ist, und die Klimatologie, welche es mit dem vergleichenden Studium der atmosphärischen Verhältnisse verschiedener Erdgegenden zu thun hat, weshalb man sie auch als geographische Meteorologie auffassen kann, und worin naturgemäss denjenigen atmosphärischen Erscheinungen besondere Rücksicht zu teil wird, welche auf das organische Leben beträchtlichen Einfluss nehmen.

Beide Zweige sind jedoch nichts weniger als unabhängig von einander, die Klimatologie setzt Kenntnis der Meteorologie voraus, und diese wiederum kann der Klimatologie nicht entraten. Obwohl also an eine wirkliche Trennung derselben nicht zu denken ist, erscheint es doch zweckmässig, eine Teilung in der Weise eintreten zu lassen, dass aus dem Gesamtmaterial das mehr Klimatologische — und im meteorologischen Teil vorerst Entbehrliche — ausgeschieden wird und für sich zur Darstellung kommt.

3. **Die Bestandteile der Atmosphäre.** Die Atmosphäre der Erde, mit welcher es sowohl die Meteorologie wie die Klimatologie zu thun hat, ist im wesentlichen ein Gemenge der einfachen Gase, Sauerstoff und Stickstoff, und zwar dem Volum nach bestehend aus etwa 20,9 % Sauerstoff und 79,1 % Stickstoff, welches Verhältnis nur geringen Schwankungen unterworfen ist. Ein geringer Teil des Sauerstoffs ist als Ozon vorhanden [1]). Ausserdem enthält die Luft Wasserdampf in sehr wechselnden Mengen, Kohlendioxyd (CO_2, gewöhnlich Kohlensäure genannt) etwa durchschnittlich 0,03 Volumprozente, Ammoniak, salpetrige und Salpetersäure in minimalen Quantitäten, sowie Staubteilchen anorganischer und organischer Natur, Russpartikel, Mikroorganismen. Als Stoffe, die unter gewissen örtlichen Bedingungen entstehen können und sich der Luft beimengen, jedoch für die Atmosphäre als Ganzes keine Bedeutung haben, sind noch zu nennen: Schweflige Säure, Schwefelwasserstoff, Kohlenwasserstoffe, Kohlenoxyd, Phosphorwasserstoff.

---

[1]) Wenigstens hat man dies bisher allgemein angenommen. Nach den jüngsten Untersuchungen von Ilosvay de N. Ilosva ist dies jedoch wieder zweifelhaft geworden.

Erster Teil.

Meteorologie.

Meteorologische Elemente. Die Meteorologie erforscht die Zustände der Atmosphäre und die Vorgänge in derselben und sucht sie zu erklären. 4.

Die Zustände der Atmosphäre charakterisieren sich durch die Werte der sogenannten meteorologischen Elemente, als welche man bezeichnet: Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung, Niederschlag, Luftdruck und Bewegung.

Während demnach die in einem gegebenen Momente gefundenen Werte der meteorologischen Elemente den Zustand der Atmosphäre, d. i. das Wetter, für diesen Zeitpunkt an dem Beobachtungsorte bezeichnen, ergeben die durch längere Zeiträume hindurch gefundenen Werte und Mittelwerte der meteorologischen Elemente eines Ortes oder einer Gegend das Klima dieser Örtlichkeit.

In diesem I. Teil haben wir es zu thun mit den meteorologischen Elementen im Einzelnen, dann mit dem Wetter und den Stürmen, endlich mit den elektrischen und optischen Erscheinungen der Atmosphäre.

I. Temperatur.

Wärmequellen. Die heissen aus der Tiefe der Erde kommenden Quellen und die den Vulkanen entströmende Lava zeigen, dass im Innern der Erde eine hohe Temperatur herrschen muss. Auch beim Hinabsteigen in den Schacht eines Bergwerkes macht man eine Beobachtung, die zu demselben Schluss führt, indem man findet, dass jenseits der Tiefengrenze, bis zu welcher die Temperaturänderungen der Erdoberfläche eindringen, für je ca. 30 m Tiefe die Temperatur um 1° C steigt. Demnach würde, wenn in grössern Tiefen die Temperaturzunahme dieselbe bliebe, schon in 3000 m Tiefe die Temperatur des siedenden Wassers herrschen. 5.

Dennoch ist die innere Erdwärme auf die Wärmeerscheinungen der Erdoberfläche von keinem merklichen Einfluss, da eine Wärmemitteilung von dem heissen Innern an die Oberfläche nur durch Leitung möglich, und das Wärmeleitungsvermögen der Erdrinde sehr gering ist.

Würde der Erde keine Wärme von aussen zugeführt, so müsste die Erdoberfläche allmählich bis auf die Temperatur des Weltraums erkalten, in welchem sie sich bewegt. Wie niedrig die Temperatur des Weltraumes ist, wissen wir zwar nicht; Einige schätzen dieselbe auf 150° unter dem Gefrierpunkt, Andere nehmen an, sie sei gleich dem absoluten Nullpunkt der Temperatur, d. i. — 273°. Jedenfalls aber ist dieselbe weit niedriger als die tiefste Temperatur, die jemals auf der Erde beobachtet worden ist, und es würde, wenn die Erdoberfläche so weit erkaltete, alles organische Leben auf derselben zu Ende sein. Dies verhütet die Sonne.

Die Sonne ist die alleinige für die Erdoberfläche im grossen in Betracht kommende Wärmequelle. Die Wärmemenge, welche die Sonne der Erde im Laufe eines Jahres zusendet, ist, nach Pouillet's Ermittelungen, etwa eine solche, dass sie eine die ganze Erdkugel umgebende Eisschicht von 31 m Dicke[1]) zu schmelzen vermöchte.

Sonnenstrahlung.

6. **Durchgang der Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre; Einfluss der Sonnenhöhe.** Die Erde erhält die Sonnenwärme durch Strahlung, d. h. ohne dass erst der zwischenliegende Raum erwärmt wird.[2]) Die Strahlen, — welche man sich bestehend denkt in sehr raschen Schwingungen der unendlich kleinen Teilchen des den ganzen Weltraum erfüllenden, der allgemeinen Schwere nicht unterworfenen (imponderablen) „Äthers" — können nur erwärmend wirken, wenn sie von einem Körper absorbiert werden; Körper, welche dieselben vollständig hindurchlassen oder zurückwerfen, werden durch die Strahlen nicht erwärmt. Ehe nun die von der Sonne ausgesandten Strahlen die Erdoberfläche treffen, müssen sie die Atmosphäre durchlaufen. Obwohl die ganz reine Luft für die von der Sonne kommenden Strahlen sehr durchlässig ist, wird von der Atmosphäre, namentlich in den unteren, dichteren, dunst- und stauberfüllten Schichten, doch ein beträchtlicher Teil derselben zurückbehalten, (absorbiert), und dient mit zu ihrer Erwärmung, und zwar ist dieser Anteil um so grösser, je länger der Weg ist, den die Sonnenstrahlen inner-

---

[1]) Nach Violle eine solche von 44,8 m Dicke, wogegen die von dem Erdinnern ausgehende Wärme nach Haughton nur zum Schmelzen einer die Erde rings umhüllenden $2\,^1/_2$ mm dicken Eisschale hinreichen würde.

[2]) Unterschied gegen die Wärmeleitung, welche in einer Wärmemitteiluug zwischen Körpern oder Körperteilchen, die sich berühren, besteht.

halb der Atmosphäre zurückzulegen haben, und je dichter und dampfreicher dieselbe ist. Wenn die Sonne im Zenith steht und ihre Strahlen senkrecht zur Erde sendet, so ist deren innerhalb der Atmosphäre zurückzulegender Weg weit kürzer, und daher der in der Luft zurückgehaltene Teil der Sonnenstrahlung kleiner, als wenn die Sonne niedrig steht. Bei niedrigem Sonnenstand ist die durchgelassene Wärmemenge sehr geringfügig. Der durchschnittlich durch die Atmosphäre hinweggenommene Anteil der der Erde von der Sonne zugestrahlten Wärmemenge wird auf 4 bis 5 Zehntel (des Betrags an der oberen Grenze der Atmosphäre) veranschlagt. Ein Teil der in der Atmosphäre zurückgebliebenen Wärme wird jedoch der Erdoberfläche wieder ersetzt durch die Strahlung der Atmosphäre selbst.

Die übrigen, auf die Erdoberfläche selbst treffenden Wärmestrahlen bewirken, sofern sie von dieser absorbiert werden, eine Erwärmung derselben, die strahlende Wärme wird durch die Absorption in fühlbare Wärme verwandelt. Die Grösse der Erwärmung hängt aber von verschiedenen Umständen ab, einmal von der Richtung der auffallenden Strahlen oder m. a. W. von der Sonnenhöhe, und ferner von der Natur und Oberflächenbeschaffenheit der getroffenen Körper.

Ersteres anlangend wird ein Strahlenbündel S (Fig. 1) von bestimmtem Querschnitt das getroffene Stück Erdoberfläche stärker erwärmen, wenn es senkrecht auffällt (Fläche A A), als wenn es unter spitzem Winkel den Boden (B B) trifft, auch wenn es im letzteren Fall nicht schon durch den längeren Weg in der Atmosphäre mehr an wärmender Kraft verloren hätte. Denn das von der gleichen Strahlenmenge schief getroffene Flächenstück F' ist grösser als das senkrecht getroffene F, die Flächeneinheit von F' erhält daher eine geringere Strahlenmenge als die in F, und zwar in dem Verhältnis, in welchem F' grösser ist als F. Die Bestrahlungsintensität J' (d. i. die auf die Flächeneinheit treffende Strahlungsquantität) in F' verhält sich mithin zur Intensität J in F umgekehrt wie die Grösse dieser Flächen, also

$$J' : J = F : F' \text{ oder } J' = J\,(F : F') = J \sin h,$$

wenn h der Winkel ist, welchen die Strahlen mit der Horizontalen machen.

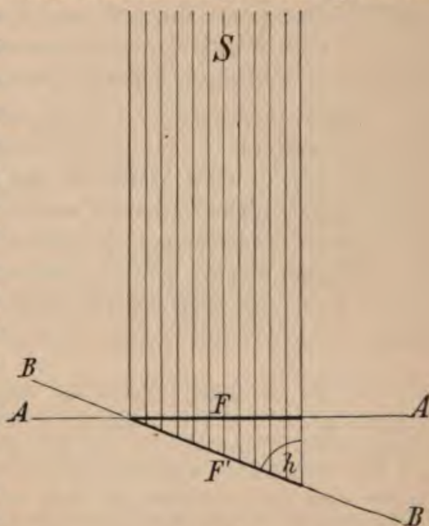


Fig. 1.

Es ändert sich also die Intensität der Bestrahlung proportional dem Sinus der Sonnenhöhe. Dazu kommt noch, dass im allgemeinen von den auf eine Oberfläche fallenden Strahlen ein um so grösserer Prozentsatz reflektiert wird, je schiefer die Strahlen einfallen. Dies ist also ein weiterer Grund der Verminderung des Wärmeeffekts der Sonnenstrahlen mit abnehmender Sonnenhöhe.

7. **Verschiedenes Verhalten der bestrahlten Körper.** Auch bei gleicher Intensität der Bestrahlung kann die Erwärmung sehr verschieden ausfallen, weil die Fähigkeit der Körper, Wärmestrahlen in sich aufzunehmen, nicht gleich ist, und weil in gewissem Sinne auch der Gebrauch, den sie von den aufgenommenen Wärmestrahlen machen, verschieden ist. Das Folgende wird dies sofort verständlich machen.

a) Unterschied in der Absorption. Die Strahlen, die uns die Sonne zusendet, sind zwar nicht ihrer Natur nach, aber hinsichtlich ihres Effekts verschieden. Ein Teil derselben vermag nur Wärmewirkungen, keine Lichtwirkungen zu äussern, während ein anderer Teil sowohl Wärme wie Licht hervorbringt, und noch andere entweder Licht- und chemische Wirkungen, oder nur noch chemische Effekte zu äussern fähig sind. Die ersteren pflegt man, weil sie vom Auge nicht wahrgenommen werden können, dunkle Wärmestrahlen zu nennen; solche sind z. B. diejenigen, welche ein geheizter, nicht glühender eiserner Ofen aussendet. Die an zweiter Stelle erwähnten sind die gewöhnlichen „Lichtstrahlen“, die also einen Eindruck auf unser Auge machen, aber gleichfalls, obwohl weniger als die ersteren, zu erwärmen vermögen, und die man mit Bezug hierauf und zum Unterschied gegen die dunklen als leuchtende Wärmestrahlen bezeichnet. Die übrigen, welche keine thermischen Wirkungen aufweisen, kommen hier weiter nicht in Betracht.

Ein undurchsichtiger Körper nun, der von der Sonne bestrahlt uns weiss erscheint, kann nur dunkle Wärmestrahlen absorbieren, die leuchtenden wirft er — sonst würde er uns nicht weiss erscheinen — in demselben gegenseitigen Verhältnis zurück, in welchem sie ihn treffen,[1] und zwar um so vollständiger, je glatter seine Oberfläche ist. Ein farblos durchsichtiger Körper lässt die leuchtenden Strahlen durch sich hindurchgehen, kann also ebenfalls nur dunkle Wärmestrahlen absorbieren. Ein Körper aber, der vom weissen Sonnenlicht getroffen schwarz erscheint,

[1]) Die sämtlichen leuchtenden Strahlenarten, die sieben sogen. Regenbogenfarben, in dem Verhältnis, wie sie im Sonnenlicht enlhalten sind, vereinigt, geben weiss. Würde der Körper eine oder mehrere Strahlenarten oder Farben aus dem auffallenden weissen Sonnenlicht absorbieren und die übrigen zurückwerfen oder hindurchlassen, so würde er farbig erscheinen, und zwar in der Farbe oder Mischfarbe der nicht von ihm absorbierten Strahlenarten, z. B. rot, wenn er die grünen Strahlen absorbierte.

absorbiert nicht nur dunkle Strahlen mehr oder weniger reichlich,[1] sondern auch, wie uns seine Farbe anzeigt, die auf ihn fallenden leuchtenden Strahlen, woraus sich ergiebt, dass er der Sonnenwärme zugänglicher ist, als bei gleichem Absorptionsvermögen für dunkle Strahlen ein heller oder ein farblos durchsichtiger Körper, und dass er sich unter übrigens gleichen Umständen bei der Bestrahlung durch die Sonne stärker als jene erwärmen wird. Daher rührt es zum grossen Teil, dass ein Thermometer mit berusster Kugel den Sonnenstrahlen ausgesetzt eine weit höhere Temperatur anzeigt, als ein gleichbeschaffenes nicht berusstes. Wenn man die beiden Thermometer nur dunklen, von 100° warmen Gegenständen ausgehenden Wärmestrahlen aussetzt, so differieren ihre Angaben nur unbedeutend. Für solche Strahlen besitzen sie fast gleiche Empfänglichkeit. Im allgemeinen sind zur Absorption von Sonnenwärme dunkle Körper mit rauher Oberfläche mehr befähigt als helle, glatte und spiegelnde Flächen.

b) Verschiedener Effekt der aufgenommenen Strahlen. Dieselbe Quantität strahlender Wärme, von verschiedenen Körpern absorbiert, kann in diesen sehr verschieden starke Erwärmung hervorrufen. Man nennt die Wärmemenge, welche die Temperatur der Gewichtseinheit eines Körpers um 1° C zu erhöhen im Stande ist, seine spezifische Wärme. Da man die spezifische Wärme der übrigen Körper auf die des Wassers bezieht und eben die Wärmequantität, welche zur Temperaturerhöhung eines Kilogramm Wasser um 1° C erforderlich, überhaupt als „Wärmeeinheit“ angenommen hat, so ist die spezifische Wärme eines Körpers die Anzahl Wärmeeinheiten, durch welche 1 kg desselben um 1° C erwärmt wird. Diese ist nun bei verschiedenen Körpern verschieden. Das Wasser hat unter allen bekannten Körpern[2] die grösste spezifische Wärme, diejenige der festen Erdoberfläche ist nur etwa $^1/_4$ so gross. Das Wasser wird deshalb durch die gleiche aufgenommene Wärmemenge viel weniger erwärmt, als das trockene Land. Es kommen aber noch weitere Momente hinzu, welche die Erwärmung einer Wasseroberfläche durch die Jnsolation im Vergleich zum festen Land beeinträchtigen. Es wird ein erheblicher Anteil der Sonnenstahlen, die die Wasseroberfläche treffen, an dieser zurückgeworfen ohne einzudringen, ein anderer Teil strahlt weiter durch das Wasser hindurch, wird nicht, wie beim festen Erdboden, an der Oberfläche gewissermassen konzentriert, endlich wird

---

[1]) Es sind allerdings einige, jedoch künstlich hergestellte Körper bekannt (schwarzes Glas und besonders eine Auflösung von Jod in Schwefelkohlenstoff), welche die leuchtenden Strahlen so gut wie vollständig absorbieren, also schwarz und undurchsichtig sind und doch noch reichlich dunkle Wärmestrahlen durchlassen.

[2]) Abgesehen von der Mischung von Wasser mit 20 Prozent Alkohol, welche eine etwas grössere spezifische Wärme besitzt als reines Wasser.

ein Teil der vom Wasser absorbierten Wärme dazu verbraucht, um Wasserteilchen aus dem flüssigen in den dampfförmigen Zustand überzuführen d. h. zu verdunsten, kommt mithin nicht der Temperaturerhöhung zu gute. Das letztere Moment bewirkt auch auf dem Festlandboden wesentliche Unterschiede. Eine kahle Sandfläche wird schneller resp. stärker durch die auftreffenden Sonnenstrahlen erwärmt, als ein mit Pflanzenwuchs bedeckter Boden, namentlich weil hier ein bedeutender Teil der aufgenommenen Wärme verbraucht wird, um die Verdunstung zu bewirken.[1])

Ausstrahlung.

8. **Wärmeverlust durch Ausstrahlung.** Der Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonnenstrahlen steht nun ein dauernder Verlust von Wärme durch Ausstrahlung derart gegenüber, dass die Ausstrahlung der Einstrahlung im allgemeinen das Gleichgewicht hält, d. h. die Summe der Wärme, welche der Erde durch die Sonnenstrahlen zugeführt wird, ist derjenigen gleich, welche sie durch Ausstrahlung verliert. Jeder erwärmte Körper strahlt von seiner Oberfläche Wärme aus, um so intensiver, je heisser er ist, und er verliert um so mehr Wärme, je kälter im Vergleich zu ihm seine Umgebung ist, welcher er Wärmestrahlen zusenden kann. Ist überhaupt der durch Ausstrahlung in der Zeiteinheit bewirkte Wärmeverlust grösser als die gleichzeitige Einstrahlung, so muss die Temperatur des Körpers sinken, im entgegengesetzten Falle muss sie steigen. Da die Temperatur des Weltraums, den die Erdoberfläche sich gegenüber hat, weit unter jeder irdischen Temperatur liegt, so muss die Erdoberfläche fortwährend Wärme durch Ausstrahlung gegen den kalten Weltraum verlieren. Dieser Verlust wird uns durch das Sinken der Temperatur deutlich bemerkbar zu den Zeiten, wo nur die Ausstrahlung wirksam ist, wie bei Nacht, oder wo sie wenigstens die Einstrahlung übertrifft, wie im Winter, wogegen die Ausstrahlung unserer Wahrnehmung entgeht zu allen Zeiten, wo sie durch die Einstrahlung seitens der Sonne überboten wird, weil dadurch die Temperatur der Erdoberfläche sich erhöht.

9. **Rolle der Atmosphäre in Bezug auf die Wärmeerhaltung.** Es ist nun aber von hoher Wichtigkeit, dass die Atmosphäre sich gegen die von der Erde ausgehenden Wärmestrahlen wesentlich anders verhält, als gegen die von der Sonne kommenden. Die letzteren werden, wie wir bereits wissen, bei ihrem Durchgang durch die Atmosphäre durchschnittlich in dem Maasse absorbiert (was hauptsächlich dunkle Wärmestrahlen

---

[1]) Von diesen Verhältnissen wird im zweiten Theil eingehender die Rede sein.

betrifft), dass noch 5 bis 6 Zehntel derselben die Erdoberfläche treffen und diese erwärmen. Da sie aber sich nicht bis zum Glühen erhitzt, so kann sie ihrerseits keine leuchtenden, sondern nur dunkle Wärmestrahlen in die Atmosphäre gegen den kalten Weltraum aussenden. Für diese Strahlen niedriger Temperatur hat nun die Atmosphäre eine wesentlich geringere Durchlässigkeit, d. h. grösseres Absorptionsvermögen als für die von der Sonne nach der Erde gerichteten Strahlen, sie werden zum grösseren Teil von der Atmosphäre absorbiert und erwärmen dadurch die letztere, und nur ein kleiner, nach den Umständen verschiedener Anteil derselben entweicht nach dem kalten Weltraum. Man hat nachgewiesen, dass die Atmosphäre namentlich die kurzwelligen Strahlen, jene am blauen Ende des Spektrums und darüber hinaus, absorbiert, und dass gegen das rote Ende des Spektrums das Absorptionsverhältnis abnimmt; dass hingegen von den darüber hinausliegenden langwelligen, dunklen Wärmestrahlen durch die Atmosphäre ganze, grosse Partien vollständig absorbiert werden. Für diese letzteren wirkt also die Atmosphäre wie ein Schirm, welcher die Erde vor stärkerer Abkühlung bewahrt, während die leuchtende Wärmestrahlung der Sonne durch denselben grossenteils hindurch gelangt und die Erde erwärmt. Ohne die Atmosphäre würden demnach die Wärmeverhältnisse auf unserem Planeten viel ungünstigere sein. Zwar wäre in diesem Falle die Insolation weit intensiver, weil jene Schwächung der Sonnenstrahlen wegfiele, aber in noch viel höherem Grade würde die nächtliche und winterliche Erkaltung verstärkt werden, denn die Erde würde ihre durch Insolation gewonnene Wärme viel rascher, weil ungehindert, durch Ausstrahlung in den kalten Weltraum verlieren. Dadurch dass die Atmosphäre die von der Erde kommenden Wärmestrahlen in weit höherem Maasse absorbiert als die von der Sonne kommenden, spielt dieselbe eine für die Wärmeverhältnisse der Erdoberfläche äusserst vorteilhafte Rolle. Die Atmosphäre wirkt gewissermassen ähnlich wie im kleinen das Glasdach eines Gewächshauses, welches ebenfalls die Sonnenstrahlen ziemlich ungehindert in das Innere eintreten lässt, während die Strahlen, die das erwärmte Innere aussendet, an der Innenseite des Glasdaches absorbiert werden.

Verschiedenheit der Körper in der Ausstrahlung und Erkaltung. Der Wärmeverlust, welchen ein Stück der Erdoberfläche durch Ausstrahlung erleidet, hängt ab von der Wärmekapazität[1]) und der Wärmeleitung der betreffenden Materie, von dem Strahlungsvermögen des Flächenstücks und von der derzeitigen Beschaffenheit der Atmosphäre. Je geringer die Wärmekapazität und die Wärmezuleitung von unten, desto rascher wird unter sonst gleichen Umständen die Oberflächenschicht erkalten. 10.

[1]) Gleichbedeutend mit „spezifische Wärme“.

Hierin liegt eine der Ursachen des raschen Erkaltens des Festlandes im Vergleich zum Meer. Ebenso wie das Absorptionsvermögen, so ist auch das Ausstrahlungsvermögen verschiedener Körper verschieden je nach der Beschaffenheit der Oberfläche. Körper mit glatter und spiegelnder Oberfläche, welche die Wärmestrahlen grösstenteils reflektieren, am wenigsten absorbieren, sind zugleich diejenigen, welche am wenigsten Wärme ausstrahlen, während solche mit rauher Oberfläche, welche stark absorbieren, auch am meisten ausstrahlen. Daher hält ein blanker Theekessel die Wärme länger als ein berusster. Das feste Land absorbiert stärker und strahlt auch stärker aus als das Wasser. Auch die Luft strahlt Wärme aus, aber nur in viel geringerem Maasse als die flüssigen und festen Körper, welche auch ein grösseres Absorptionsvermögen besitzen. Die Ausstrahlung der Erdoberfläche ist am stärksten bei klarem Himmel und trockener Luft. Enthält die Luft viel Feuchtigkeit, auch ohne getrübt zu sein, so ist der Wärmeverlust durch Strahlung viel geringer, weil die feuchte Luft weniger durchlässig für die Wärmestrahlen ist, als die trockene. Noch mehr wird die Ausstrahlungserkaltung vermindert durch eine Wolkendecke, welche die Wärme grossenteils wieder zur Erde zurückstrahlt.

Wärmeverhältnisse.

11. **Gang der täglichen Erwärmung.** Unter dem Einfluss der Ein- und Ausstrahlung muss die Oberflächenschicht des Erdbodens bald wärmer, bald kälter werden, je nachdem die Insolation oder die Ausstrahlung mächtiger ist. Im Laufe des Tages ändert sich daher die Temperatur der Oberflächenschicht des Bodens in folgender Weise. Morgens mit steigender Sonnenhöhe wird die Einstrahlung fortwährend wirksamer bis zum Mittag, und die Temperatur nimmt zu, da die gleichzeitige Wärmeabgabe durch Ausstrahlung schwächer ist. Nach Mittag, bei sinkender Sonne, wird die wärmende Kraft der Sonnenstrahlen wieder geringer und vorübergehend der Wärmeausgabe des Bodens gleich, womit der Höhepunkt der täglichen Erwärmung erreicht ist. Mit dem weiteren Sinken der Sonne überwiegt dann die Ausstrahlung, der Boden erkaltet, und zwar bis am Morgen die Sonne wieder zu wärmen beginnt.

Dem Gang der Bodentemperatur entspricht im allgemeinen derjenige der Lufttemperatur, denn die Luft wird weniger von der Sonne direkt als vielmehr seitens der durch die Sonne erwärmten Erdoberfläche geheizt, es werden zumal die unteren Luftschichten, in denen wir leben, hinsichtlich ihrer Temperaturverhältnisse weit mehr vom Boden als durch die Sonne direkt beeinflusst. Die Wärmemitteilung von der durch die Insolation erwärmten Erdoberfläche an die Luft darüber erfolgt teils durch Strahlung, indem die von der Erde ausgehenden Strahlen von der Luft

grösstenteils absorbiert werden, teils durch Leitung, indem die Erdoberfläche die sie jeweils berührenden Luftschichten erwärmt, sowie durch die sogenannte Wärmeströmung, welche darin besteht, dass erwärmte Luftteilchen sich von der Wärmequelle wegbewegen und anderen Platz machen, welche herzuströmen, um gleichfalls erwärmt zu werden und sich zu entfernen u. s. w.

Lufttemperatur. Unter der „Lufttemperatur" eines Ortes versteht man die am Thermometer gemessene Temperatur der unteren Luftschichten daselbst, welche der Schauplatz des tierischen und pflanzlichen Lebens sind. Damit das Thermometer diese Temperatur auch wirklich angebe, muss dafür gesorgt sein, dass fremde Einflüsse abgehalten werden. Das Thermometer muss der direkten Sonnenstrahlung entzogen sein, ebenso der Strahlung seitens des Gebäudes und des Bodens, und es muss ein beständiger Luftwechsel um das Thermometer herum gesichert sein. Dies kann auf verschiedene Weise erreicht werden. Am einfachsten wird das Thermometer frei im Innern eines vertikalen, cylindrischen, unten offenen Gehäuses aus Zinkblech aufgehängt, dessen obere Öffnung ein kegelförmiges Dach so überdeckt, dass zwischen dem Dach und dem oberen Rand des Gehäuses ein Zwischenraum von einigen Centimetern frei bleibt. Das Dach selbst hat oben eine kleinere Öffnung, die in gleicher Weise durch ein kleineres Blechdach überdeckt ist. In der Seitenwand des Gehäuses sind vier grosse viereckige Öffnungen ausgeschnitten, deren je zwei einander gegenüberliegen. Eine davon ist durch eine Thür verschliessbar und dient zur Beobachtung, während die übrigen drei durch davor angebrachte, etwas grössere Blechstücke verdeckt werden, doch so, dass diese etwa 3 cm von der Gehäusewand abstehen. Das Gehäuse hängt vertikal an einer horizontalen eisernen Stange, deren anderes Ende seitlich ausserhalb eines nach Norden gerichteten Fensters befestigt und um ein Charnier drehbar ist, so dass das Häuschen behufs Ablesung gegen das Fenster hereingedreht werden kann. Das Fenster muss sich wegen der Strahlung des Bodens in einem höheren Stockwerk befinden und wegen der Wärme des Gebäudes am besten in einem ungeheizten Raum. Mindestens zwei Stunden vor jeder Ablesung darf das Gehäuse nicht von der Sonne beschienen werden, was dadurch zu erreichen ist, dass man in einiger Entfernung von demselben geeignete Schirme aus Brettern anbringt, oder man hängt ausser dem auf der Nordseite befindlichen in gleicher Weise an der Südseite des Gebäudes ein zweites Thermometer samt Gehäuse auf, um dieses zu benutzen, wenn das andere beschienen wird. Ferner muss die Thermometerkugel trocken und rein sein, ehe abgelesen wird. Musste es abgetrocknet werden, so kann man erst nach einiger Zeit ablesen, nachdem es wieder die Temperatur der umgebenden Luft angenommen hat. 12.

Die Temperaturen, die ein „in der Sonne" aufgehängtes Thermometer zeigt, geben keinen Ausdruck für die Lufttemperatur „in der Sonne", da sie ebenso sehr von der Grösse und Beschaffenheit (Absorptionsfähigkeit) der Thermometerkugel abhängen, als von der Intensität der Bestrahlung, mithin bei verschiedenen Instrumenten ganz verschieden ausfallen.

13. **Täglicher Gang der Lufttemperatur.** Der mittlere tägliche Gang der Lufttemperatur, der durch fortlaufende Ablesungen an dem zweckmässig angebrachten Thermometer gefunden werden kann, ist nun derart, dass die Temperatur von Sonnenaufgang bis nach Mittag steigt, und dann wieder fällt. Das tägliche Maximum (die höchste Temperatur des Tages) fällt nicht mit dem höchsten Sonnenstand zusammen, sondern tritt später ein, was darin seine Ursache hat, dass um Mittag der Boden noch nicht so heiss geworden ist, dass er schon ebensoviel Wärme abgeben könnte, als er empfängt; die Wärmezufuhr durch die Sonne ist am Mittag noch grösser als die Wärmeabgabe des Bodens, die Temperatur muss daher über Mittag hinaus steigen. Erst wenn die Intensität der Bestrahlung durch Sinken der Sonne sich soweit gemindert hat, dass die Einstrahlung der Ausstrahlung vorübergehend gleich geworden ist, erreicht die Temperatur ihren höchsten Stand, um von da an mit weiter sinkender Sonne und infolge der nun überwiegenden Ausstrahlung wieder abzunehmen. Wie lange nach dem höchsten Sonnenstande das Tagesmaximum der Temperatur eintritt, hängt von der Jahreszeit und von der Natur der Unterlage (ob Meer oder Festland) ab. Im Innern der Kontinente trifft die grösste Tagestemperatur auf die Zeiten zwischen 2 und 3 Uhr nachmittags, und zwar im Winter, wo die Bestrahlung weniger wirksam ist, durchweg früher als im Sommer; auf dem Ocean und an den Küsten, wo die Bestrahlung geringere Temperaturerhöhung, weil starke Verdunstung, hervorbringt, tritt das Maximum zwischen Mittag und 1 Uhr Nachmittags ein, (hier im Winter wenig später als im Sommer).

Die niedrigste Temperatur im Laufe eines Tages (das tägliche Minimum) tritt im Innern des Kontinents fast genau um Sonnenaufgang oder wenige Minuten danach ein, nur in den Wintermonaten erfolgt der Eintritt des Minimums etwas vor Sonnenaufgang. Auf dem Ocean dagegen zeigt sich das Minimum durchweg geraume Zeit (bis 2 Stunden) vor Sonnenaufgang, (im Winter etwas länger vor diesem als im Sommer). Diese Verfrühung des Minimums, resp. der Umstand, dass in den erwähnten Fällen das Sinken der Temperatur nicht bis zum Sonnenaufgang anhält, wird ohne Zweifel durch eintretende Kondensation von Wasserdämpfen verursacht, welche teils durch Verminderung der Ausstrahlung, teils durch die freiwerdende Dampfwärme einer weiteren Temperaturerniedrigung entgegenwirkt. Umgekehrt entsteht eine Verspätung des

Minimums öfters dadurch, dass die Strahlen der aufgehenden Sonne die Nebel zerteilen und die Luft klar machen, so dass die Ausstrahlung verstärkt auftritt, und die Temperatur noch merklich sinkt, bis die Kraft der Sonnenstrahlen gross genug geworden ist, um erst Stillstand und dann Steigen der Temperatur zu veranlassen.

Amplitude. Der tägliche Gang der Temperatur lässt sich anschaulich darstellen durch eine Zeichnung, wie die nachstehende. Die Vertikallinien bezeichnen die Stunden von Mitternacht bis Mitternacht, die horizontalen Linien geben die Temperaturen an. Die an den einzelnen Uhrstunden zu beobachtenden Temperaturen werden auf den Vertikallinien in entsprechender (eben die betreffende Temperatur anzeigender) Höhe durch Punkte markiert, und diese Punkte durch eine fortlaufende krumme Linie mit einander verbunden. Die so erhaltene Kurve versinnlicht den täglichen Temperaturgang, sie zeigt die Zeit und Grösse des Maximums und des Minimums und die Temperaturen der verschiedenen Zeiten im Laufe des Volltages. In Fig. 2 ist der tägliche Gang der Temperatur in den extremen Monaten Juli und Januar in Hamburg dargestellt. Die beiden Kurven unterscheiden sich wesentlich durch 14.

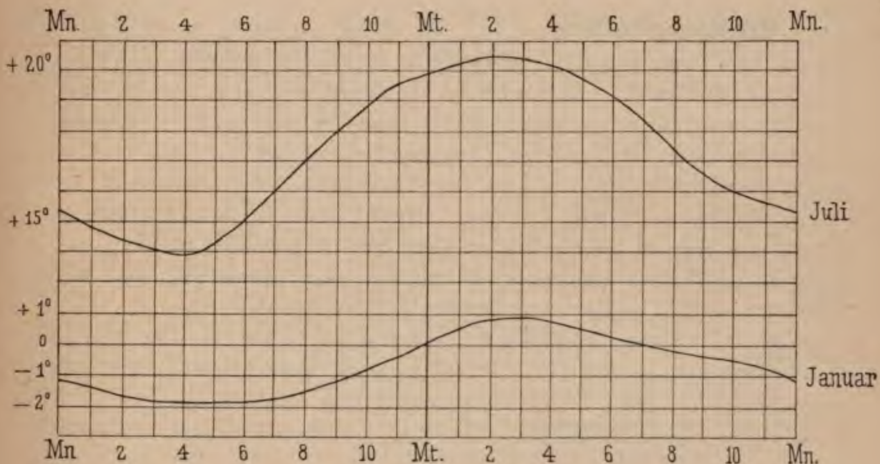


Fig. 2. Täglicher Gang der Lufttemperatur zu Hamburg.

den verschiedenen Wert der Aplitude, d. h. der Differenz zwischen höchster und niedrigster Tagestemperatur, welche Differenz im Juli 6,3° C, im Januar nur 2,6° beträgt, auch sind die beiden Tagesmittel verschieden. Dies erklärt sich daraus, dass im Sommer die Sonnenhöhen im Laufe des Tages zwischen weiteren Grenzen variieren, als im Winter (im Sommer zwischen 0 und etwa 60°, im Winter zwischen 0 und ca. 13° für die die Breite von Hamburg), und die Bestrahlung im Sommer länger dauert

als im Winter. Daher muss im Sommer auch die Temperatur zwischen weiteren Grenzen sich bewegen und im ganzen höher sein als im Winter.

Die Amplitude der täglichen Temperaturperiode hängt ausser von der Jahreszeit auch von der Unterlage ab, indem jene auf dem Ocean am kleinsten (1 bis 2°), im trockenen Binnenlande am grössten ist (die grösste, in Sandwüsten gefundene, erreicht 17°), was in der bereits erörterten Verschiedenheit des thermischen Verhaltens zwischen Wasser und Land begründet ist. Ferner hängt die tägliche Amplitude von der geographischen Breite ab, sie wird grösser gegen den Äquator hin, wo bei Tage die hochsteigende Sonne eine starke Erwärmung bewirkt, bei Nacht aber die grosse Klarheit des Himmels einer bedeutenden Abkühlung durch Ausstrahlung Vorschub leistet, so dass in den Tropen der Temperaturunterschied zwischen Tag und Nacht grösser ist als der zwischen Sommer und Winter. Ferner wird die Amplitude durch den Grad der Bewölkung beeinflusst, derart, dass sie an heiteren Tagen grösser ist als an trüben. Dies rührt davon her, dass Bewölkung die Ein- und Ausstrahlung herabdrückt, also sowohl die Tageserwärmung als auch die nächtliche Erkaltung verringert. — Mit der Erhebung vom Boden in höhere Schichten der Atmosphäre nimmt die tägliche Amplitude ab.

15. **Mitteltemperaturen.** Um die Mitteltemperatur eines Tages zu finden, kann man stündlich beobachten, die 24 Notierungen addieren und durch 24 dividieren. Dieser Weg ist indes mühsam, und in unserer Zeit, wo man die selbstthätig registrierenden Thermometer[1]), die sogen. Thermographen, zur Verfügung hat, gänzlich verlassen. Aber auch ohne solche Einrichtung hat man, um das Tagesmittel zu erhalten, nicht mehr nötig, Stunde um Stunde abzulesen. Denn gerade durch jene stündlichen Beobachtungen hat man gefunden, dass drei zu gewissen Stunden innerhalb des Volltages gemachte Ablesungen, aus denen man das Mittel nimmt, ziemlich genau die mittlere Tagestemperatur ergeben. Solche Stunden, die dieser Anforderung entsprechen, sind: 6 Uhr morgens, 2 Uhr nachmittags und 10 Uhr abends (vom preuss. meteorol. Institut vorgeschrieben), oder 7 Uhr morgens, 2 Uhr nachmittags und 9 Uhr abends (die sogen. Mannheimer Stunden), wobei zweckmässig die Abendablesung doppelt genommen und die Summe durch 4 statt durch 3 dividiert wird. Empfohlen (durch den Wiener meteorol. Kongress) sind ferner die Kombinationen 7, 1, 9 Uhr und 7, 2, 10 Uhr. Noch bequemer aber ist es, am Maximum- und Minimumthermometer einmal im Tage die höchste und die niedrigste innerhalb 24 Stunden vorgekommene Temperatur abzulesen und daraus das Mittel zu nehmen. Allerdings wird man

---

[1]) Auch für die übrigen meteorologischen Elemente (die Bewölkung ausgenommeu) hat man registrirende Apparate; ihre Beschreibung liegt jedoch ausserhalb des Rahmens dieses Grundrisses.

auf diese Weise leicht einen etwas zu hohen Wert als Tagesmittel erhalten (besonders im Winter), da die höchste Temperatur des Tages etwas mehr von der mittleren Tagestemperatur abweicht als die niedrigste, doch beträgt der Fehler gewöhnlich nur Bruchteile eines Grades.

Addiert man die Mitteltemperaturen aller Tage des Jahres und dividiert durch die Zahl der Tage, so ergiebt dies die Mitteltemperatur des Jahres. Diese wird gleichfalls erhalten, wenn man die Mitteltemperatur jedes Monats mit der Zahl der Tage des Monats multipliziert, die Produkte addiert und die Summe derselben wieder durch die Zahl der Tage des Jahres dividiert. Mit geringerer, aber für gewöhnlich ausreichender Genauigkeit ergiebt sich das Jahresmittel auch, wenn man aus den Mitteltemperaturen der 12 Monate das Mittel nimmt.

Die Mittel der einzelnen Jahre sind sich aber ebenso wie die Mittel eines bestimmten Monats oder Tages in verschiedenen Jahren nicht gleich, sondern weichen mehr oder weniger — zuweilen sehr beträchtlich, selbst die Jahresmittel um mehrere Grade — von einander ab. Die wirkliche mittlere Jahrestemperatur wird daher erst gefunden, wenn man aus einer möglichst langen Reihe von Jahren die einzelnen Jahresmittel addiert und die Summe durch die Zahl der Beobachtungsjahre dividiert. Denn je länger die Reihe der Jahre ist, aus welchen Beobachtungen vorliegen, desto grösser ist die Sicherheit, dass die Schwankungen der einzelnen Jahre sich gegenseitig kompensieren, und man den mittleren Wert erhält, um welchen die einzelnen Jahreswerte schwanken. Erstrecken sich die Beobachtungen über einen Zeitraum von mehr als 20 Jahren, so lässt sich sehr genau nicht nur die Mitteltemperatur des Jahres, sondern ebenso die jedes Monats, jedes Tages (und, falls über die ganze Zeit der Thermograph in Thätigkeit war oder Stundenbeobachtungen eingehalten wurden, auch die Mitteltemperatur jeder Stunde) berechnen. Diese Werte werden Normaltemperaturen genannt. Dieselben lassen erkennen, welche Temperaturverhältnisse und periodischen Temperaturveränderungen der Beobachtungsort haben würde, wenn die störenden Ursachen, die in Wirklichkeit unausgesetzt thätig sind, ausgeschlossen wären.

Die Unterschiede zwischen der Normaltemperatur eines Ortes und der dort wirklich herrschenden Temperatur sind für Orte, welche einander nicht allzufern liegen, nahezu dieselben. Diese Thatsache benützt man, um für einen Ort, dessen Normaltemperatur man wegen zu kurzer Beobachtungszeit noch nicht kennt, durch Rechnung zu bestimmen. Kennt man die Normaltemperaturen des Ortes B nicht, sondern ist nur z. B. die Mitteltemperatur des Januar 1890 durch Beobachtung gefunden, während von dem nicht weit entlegenen Orte A beides bekannt ist, so kann man daraus die Januar-Normaltemperatur für B berechnen. Liegt nämlich in A das Januarmittel 1890 z. B. 2^0 über dem normalen Januarmittel, so ist dies auch in B der Fall, und man hat von der daselbst

gefundenen Januartemperatur nur 2^0 abzuziehen, um die Normaltemperatur des Januar in B zu finden. Läge die wirkliche Temperatur in A unter der normalen, so müsste natürlich die Differenz zu der in B beobachteten Januartemperatur hinzuaddiert werden, um die normale in B zu erhalten.

16. **Jährlicher Gang der Temperatur.** Stellt man die normalen Monatsmittel in geeigneter Weise zusammen, so ersieht man leicht, dass auf der nördlichen Halbkugel ausserhalb des Tropengürtels der Januar der kälteste, der Juli der wärmste Monat ist, während die Monate April und Oktober nahezu die mittlere Jahrestemperatur aufweisen, und wenn man die Mittel kürzerer, z. B. fünftägiger Perioden berechnet, so zeigt sich, dass beispielsweise für Berlin die grösste Kälte zwischen den 5. und 10. Januar, die höchste Temperatur aber auf die Tage vom 24. bis 29. Juli fällt. Es treffen also die höchsten und niedrigsten Temperaturen im Laufe des Jahres nicht mit dem höchsten und niedrigsten Sonnenstand (21. Juni und 21. Dezember) zusammen, sondern treten später ein. Denn zur Zeit des Sommersolstitiums wird die tägliche Ausstrahlung von der täglichen Einstrahlung noch immer übertroffen, daher muss die Wärme noch weiterhin wachsen, so lange, bis beide Grössen einander gleich geworden sind (Juli), um von da an bei nunmehr überwiegender Ausstrahlung wieder abzunehmen. Ebenso muss umgekehrt die Wärmeabnahme noch über das Wintersolstitium hinaus anhalten, bis die nun wachsende Einstrahlung der Ausstrahlung gleich geworden (Januar).

Erst wenn die Sonne höher steigt und länger wirken kann, als es in der ersten Zeit nach der Wintersonnenwende der Fall ist, beginnt die Einstrahlung mächtiger zu werden als die Ausstrahlung, und von da an nimmt die Temperatur zu. Dieses Ansteigen der Temperatur bis zum Juli, ebenso das Sinken bis zum Januar erfolgt jedoch — auch im Mittel vieler Jahre — nicht völlig gleichmässig und stetig, sondern zeigt sich häufig durch Kälte- bezw. Wärmerückfälle unterbrochen, die z. T. an bestimmte Tagesgruppen (z. B. die sog. Eismänner in der ersten Hälfte des Mai) geknüpft zu sein scheinen, wofür eine erschöpfende und allgemein angenommene Erklärung noch nicht gefunden ist.

Man teilt in meteorologischer Beziehung das Jahr in 4 Jahreszeiten, die aber nicht mit den astronomischen oder Kalenderjahreszeiten zusammenfallen, sondern von denen auf der nördlichen Halbkugel der Winter den Dezember, Januar und Februar, der Frühling den März, April und Mai, der Sommer den Juni, Juli und August, der Herbt den September, Oktober und November umfasst.

Der jährliche Gang der Temperatur, wie er sich aus den Normal-Mitteln der Monate ergiebt, lässt sich in derselben Weise wie der tägliche Gang anschaulich machen, wobei die Vertikallinien jedoch nicht wie dort die Tagesstunden, sondern die Monate bezeichnen. In Fig. 3 ist der

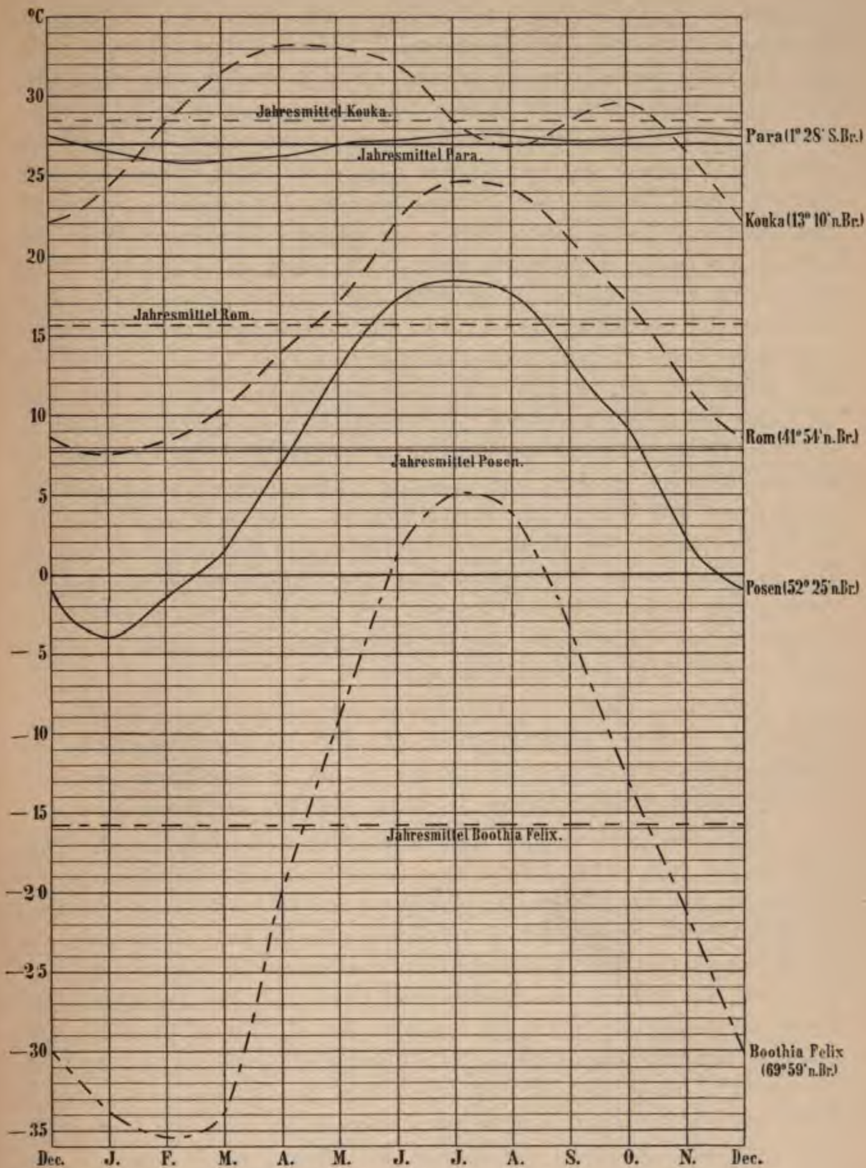


Fig. 3.

Jährlicher Gang der Temperatur unter verschiedenen Breiten.

jährliche Temperaturgang von fünf verschiedenen Orten unter verschiedenen geographischen Breiten dargestellt. Man sieht sofort, dass die jährliche Amplitude (d. h. der Wärmeunterschied zwischen dem wärmsten und dem kältesten Monat) um so grösser wird, je weiter man sich vom Äquator entfernt. Orte der heissen Zone haben zweimal im Jahre einen höchsten und ebenso oft einen niedrigsten Sonnenstand, und zwar je näher ein Ort einem der Wendekreise liegt, desto näher rücken die beiden Maxima gegen die Zeit der dortigen Sonnenwende zusammen, je näher dem Äquator, desto näher rücken die höchsten Sonnenstände an die Zeiten der beiden Äquinoktien heran. Da jedoch die jährlichen Unterschiede des Sonnenstandes in der Nähe des Äquators relativ gering sind, die Sonne sich um Mittag nie sehr weit vom Scheitelpunkt entfernt, und die Tageslänge (somit die tägliche Bestrahlungsdauer) das ganze Jahr hindurch fast gleich ist, können sich auch keine erheblichen Wärmeunterschiede im Laufe des Jahres ausbilden. In höheren Breiten dagegen, (ausserhalb der Wendekreise), wo der Sonnenstand nur einmal im Jahre ein Maximum und ein Minimum erreicht, und in Bezug auf Sonnenstand und Tageslänge der Sommer vom Winter sehr verschieden ist, muss auch der Unterschied in der Temperatur des kältesten und des wärmsten Monats grösser werden. Die so entstehenden Wärmegegensätze der Jahreszeiten werden mit der Annäherung an den Pol immer grösser, weil der im Jahreslaufe eintretende Unterschied der Tageslängen (oder der Bestrahlungsdauer) immer mächtiger wird, je mehr man sich dem Pole nähert.

Ausserdem nimmt im Allgemeinen mit wachsender geographischer Breite die mittlere Jahrestemperatur ab, weil die durchschnittliche Bestrahlung eines Ortes durch die Sonne in um so schrägerer Richtung, mithin weniger wirksam erfolgt, je weiter polwärts der Ort liegt.

Alles das geht aus den Kurven der Fig. 3 deutlich hervor. Para in Brasilien liegt nahezu unter dem Äquator, hat 27° mittlere Jahrestemperatur und eine jährliche Amplitude von nur 1,5°. Kouka, am Tschadsee in Innerafrika unter 13° 10′ nördl. Br. gelegen, hat bei einem Jahresmittel von 28,6° eine Jahresamplitude von etwa 10°. In Rom bei 41° 54′ nördl. Br. beträgt das Jahresmittel 15,3° und die Amplitude 18°, Posen unter 52° 25′ nördl. Br. gelegen, hat ein Jahresmittel von 7,9° und eine jährliche Amplitude von 21°, Boothia felix, welches im arktischen Nordamerika unter dem 70. Breitegrad liegt, hat — infolge der starken Erkaltung während der monatelangen Winternacht und der langen obwohl aus geringer Höhe erfolgenden Bestrahlung im Sommer — eine jährliche Amplitude von 40,6° aufzuweisen und eine 15,8° unter Null liegende mittlere Jahrestemperatur. Die niedrigste Temperatur des Jahres trifft dort auf den Februar, tritt in den Polargegenden überhaupt später ein als in mittleren Breiten.

Ungleiche Temperaturamplituden auf gleichen Breiten. Wären Intensität und Dauer der Bestrahlung allein massgebend für die Wärmeverhältnisse eines Ortes, und Wolken, sowie Unebenheiten der Erdoberfläche, welche die Bestrahlung modifizieren, nicht vorhanden, so würden die Wärmeverhältnisse eines jeden Ortes lediglich von seiner geographischen Breite abhängen. Es müssten dann alle Orte, welche auf dem gleichen Breitenkreise liegen, gleiche Mittel, gleiche Amplituden, gleichen Gang der Temperatur haben. Das ist aber thatsächlich durchaus nicht der Fall, nicht nur deshalb, weil die Erdoberfläche zahllose, die Bestrahlung alterierende Unebenheiten aufweist, sondern vor allem, weil auch bei gleicher Bestrahlung nicht überall der gleiche Effekt hervorgebracht wird. 17.

Die Ursachen dieser Ungleichheit liegen (vergl. 7) in den Verschiedenheiten der Körper hinsichtlich des Absorptions- und Ausstrahlungsvermögens, der spezifischen Wärme, und des Wärmeverbrauchs zur Wasserverdunstung. Da helle, glatte Flächen weniger Wärme absorbieren und auch weniger ausstrahlen, als dunkle und rauhe, müssen sie, wenn sie sonst von derselben Beschaffenheit sind, wenigstens andere, und zwar kleinere, Amplituden haben, als die letzteren, können aber auch in den Mitteltemperaturen sich von diesen unterscheiden. Grosse spezifische Wärme wirkt ebenfalls auf Verminderung der Amplituden hin, denn je grösser die spezifische Wärme eines Körpers ist, desto geringer ist die Temperaturänderung, die er durch gleiche Wärmezufuhr oder -Abgabe erleidet. Hierdurch zeichnet sich namentlich das Wasser vor dem festen Lande aus. Dazu kommt als weiterer sehr wesentlicher Umstand noch der Verbrauch von Wärme zur Wasserverdunstung und das Freiwerden von Wärme bei dem umgekehrten Vorgang, wodurch ebenfalls die Temperaturextreme gemildert werden. Denn während einerseits durch den Wärmeverbrauch bei der Verdunstung das Maximum der Temperatur erniedrigt wird, erhöht sich das Minimum dadurch, dass zu den Zeiten, wo Abkühlung stattfindet, ein Teil des Wasserdampfes wieder zu flüssigem Wasser verdichtet, und damit die vorher zur Verdampfung desselben verbrauchte Wärmemenge zurückgewonnen wird.

Diese Verhältnisse sind es hauptsächlich, welche bewirken, dass Orte gleicher geographischer Breite sehr verschiedene Temperatur-Amplituden haben können, derart, dass die Temperaturextreme eines Tages oder des Jahres an dem einen Orte viel weiter auseinander liegen als an einem anderen Orte derselben Breite, jedoch ohne dass deshalb notwendig auch die Mitteltemperaturen verschieden ausfallen müssten. In Fig. 4 ist der jährliche Gang der Temperatur von Prag und von Plymouth dargestellt, also von zwei Orten, welche nahezu auf demselben Parallelkreis liegen (Plymouth unter 50° 22′, Prag unter 50° 5′ nördl. Br.), auch nicht sehr

verschiedene Jahresmittel (Plymouth 11,1°, Prag 10,1°[1]) haben, aber in Bezug auf die jährliche Amplitude sehr verschieden sind, sofern Plymouth

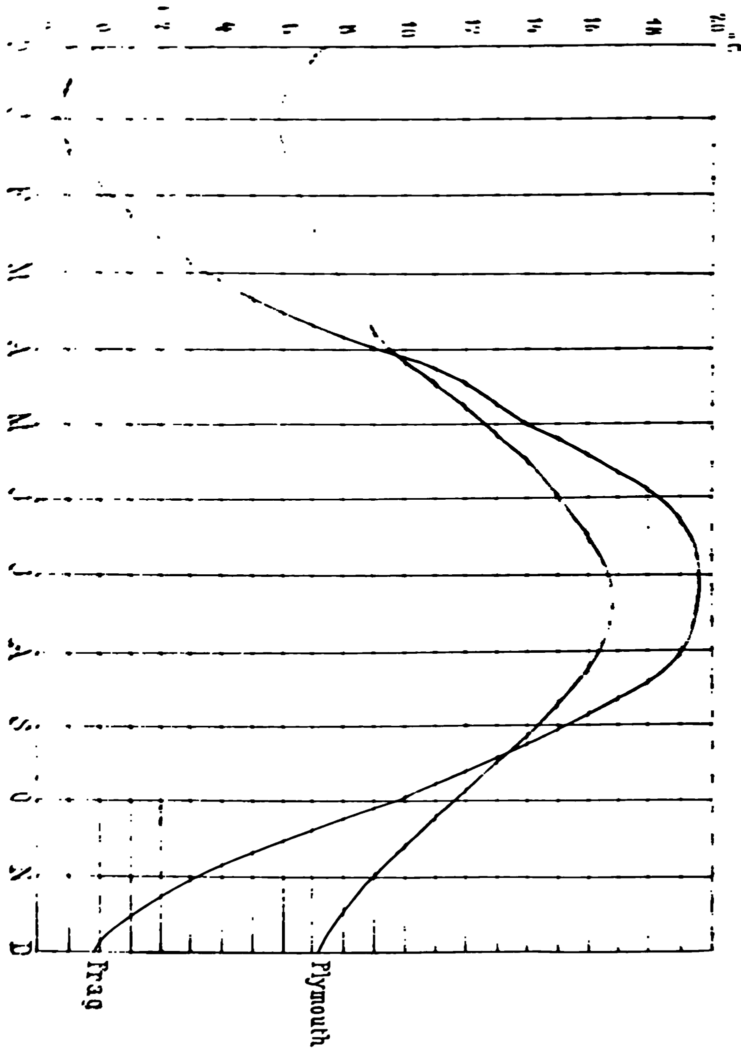


Fig. 4.

Jährlicher Gang der Temperatur unter gleicher Breite im Binnenland und an der Küste.

infolge seiner Lage an der See im Sommer kühler, im Winter wärmer ist, also geringere Amplitude hat, als das im Binnenlande gelegene Prag.

[1]) Nach neueren Tabellen (von Hann) Plymouth 10,7, Prag 9,2°.

18. **Isothermen; Abweichung von den Parallelkreisen.** Nicht allein die Amplitude kann bei gleicher geographischer Breite sehr verschieden sein, sondern auch das Jahresmittel. Das letztere ist somit ebenfalls nicht von der geographischen Breite allein abhängig. Dies ergiebt sich besonders deutlich aus den sogen. Isothermenkarten (Tafel I), auf welchen die Orte gleicher mittlerer Jahrestemperatur durch Linien mit einander verbunden sind. Da die Temperatur durch die Höhe des Ortes über dem Meeresniveau beeinflusst wird, sind die Temperaturen sämtlich auf Meeresniveau reduziert, d. h. es sind die Temperaturwerte eingetragen, welche beobachtet würden, wenn alle Orte im Meeresniveau gelegen wären.

Diese Isothermen müssten, wenn die geographische Breite allein die Jahresmittel bedingte, den Breitekreisen parallel laufen. Sie weichen aber vielfach von den Parallelkreisen ab. Die Ursache hiervon liegt teils in den bereits besprochenen Verschiedenheiten des thermischen Verhaltens von Wasser und Land, teils in Luft- und Meeresströmungen.

Über dem Meere nimmt infolge des kältemildernden Einflusses der Wasseroberfläche die Mitteltemperatur des Jahres gegen die Pole hin langsamer ab als über dem Lande, oder m. a. W. über dem Meere ist in mittleren und höheren Breiten die Mitteltemperatur höher als über dem Festlande in gleicher Breite. Auf den grossen Continenten unserer Halbkugel liegen deshalb die Isothermen näher aneinander als auf dem Ozean.

Namentlich über dem nördlichen atlantischen Ozean zeigen dieselben starke Ausbiegungen nach Norden hin, was neben jenem allgemeinen Einfluss des Meeres noch eine besondere Ursache hat in der Einwirkung der unter dem Namen „Golfstrom" bekannten warmen Meeresströmung (s. diese). Von dort aus westlich sowohl wie östlich senken sich die Isothermen, die grössere Kälte der Kontinente anzeigend, sehr bedeutend nach niedrigeren Breiten herab; z. B. liegt die Isotherme von 0^0 in Ostasien und im östlichen Nordamerika um mehr als 20^0 südlicher wie über dem nordatlantischen Ozean. Im Vergleich mit den Westküsten sind die Ostküsten der grossen Kontinente in der nördlichen gemässigten Zone kälter, was daraus ersichtlich, dass die Isothermen an den Ostküsten von Nordamerika und Asien nach Süden gewölbt sind, an den Westküsten (von Europa und Amerika) dagegen nach Norden. Die grössere Jahreswärme der Westküsten erklärt sich teils daraus, dass dieselben von warmen, die Ostküsten dagegen von kalten (polaren) Meeresströmen bespült werden, teils daraus, dass die Westküsten vorherrschend warme (SW) Winde haben, die Ostküsten dagegen vorwiegend von kalten Luftströmungen (im Winter von kalten Kontinentalwinden, im Sommer von kühlen Seewinden) bestrichen werden. Die niedrigsten Jahresmittel finden sich im nordöst-

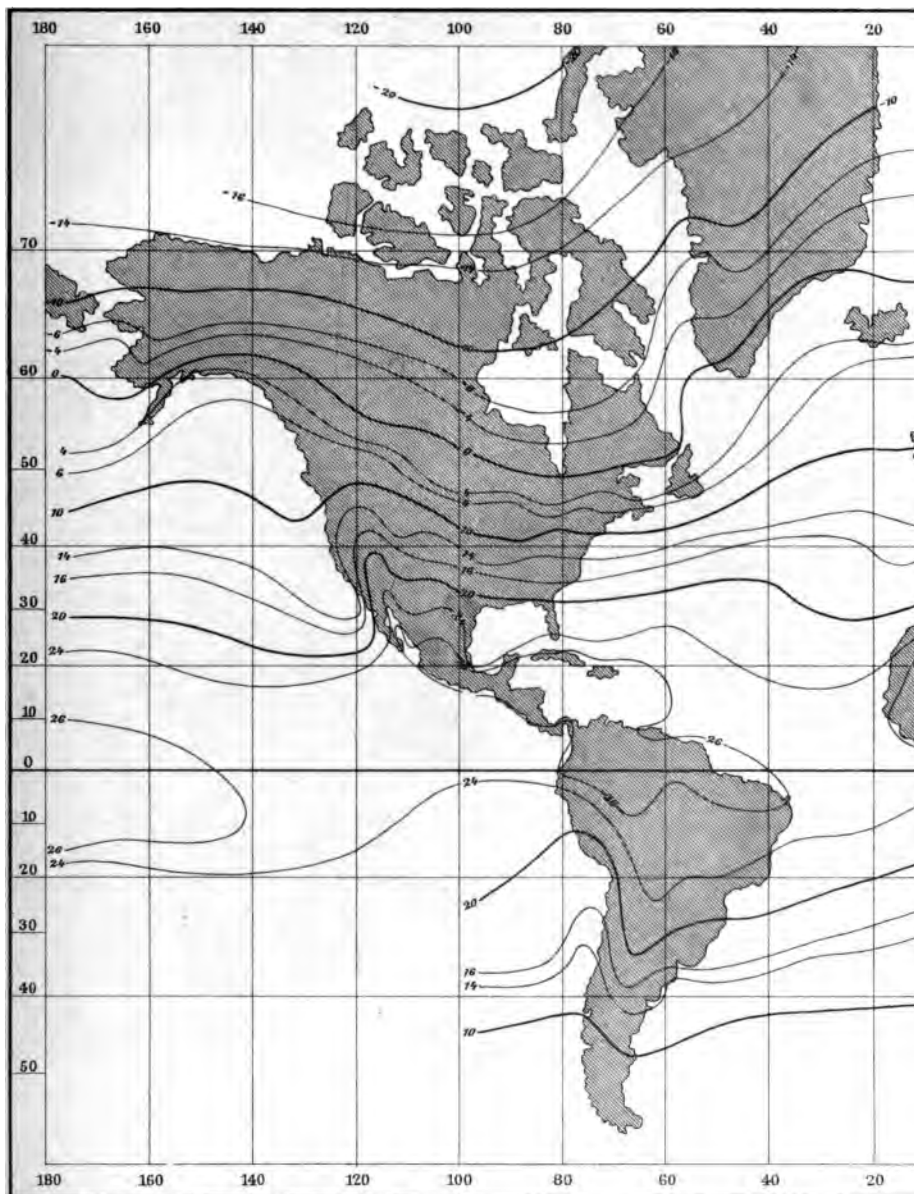
lichen Sibirien und nördlich von Nordamerika, die höchsten zu beiden Seiten des Äquators.

In niedrigen Breiten hat das Festland höhere Jahresmittel als das Meer, weil dort die winterliche Erkaltung, welche in höheren Breiten das Jahresmittel des Festlandes unter dasjenige des Meeres herabdrückt, fast gänzlich wegfällt.

19. **Monats-Isothermen.** Um eine genauere Vorstellung von den Wärmeverhältnissen der Erdoberfläche zu erlangen, genügt indess die Betrachtung der Jahres-Isothermen keineswegs, da bei gleichem Jahresmittel die Verteilung der Wärme über das Jahr, die Temperatur der einzelnen Monate und Jahreszeiten, eine sehr verschiedene sein kann (vergl. die Temperaturkurven von Plymouth und Prag). Man muss für diesen Zweck noch zu den Monats-Isothermen greifen, d. h. auf der Karte die Punkte miteinander durch Linien verbinden, deren mittlere Temperatur in den betreffenden Monaten gleich ist. Auf Tafel II und III sind die Isothermen des Januar und des Juli, als der beiden extremen Monate, dargestellt.

Das Festland ist in mittleren und höheren Breiten während der kalten Jahreszeit kälter, in der warmen Jahreszeit wärmer als das Meer in gleichen Breiten mit seiner geringeren Jahresschwankung, deshalb sind die Isothermen des Januar unter mittleren und höheren Breiten unserer Halbkugel über dem Meere nach Norden ausgebogen, über den Kontinenten nach Süden geneigt, während sie im Juli je in entgegengesetztem Sinne gekrümmt sind. Der kältemildernde Einfluss der See gegenüber der kontinentalen Winterkälte zeigt sich besonders deutlich dadurch, dass die Isothermen des Januar über den Meeren der nördlichen Halbkugel sich noch viel mehr nach Norden ausbiegen, über den grossen Kontinenten noch enger aneinanderrücken, als dies bei den Jahres-Isothermen der Fall ist. Der Umstand, dass die letzteren in demselben Sinne, nur schwächer, von den Parallelkreisen abweichen, wie die Januar-Isothermen, zeigt, dass die kontinentale Winterkälte das Jahresmittel stärker beeinflusst d. h. mehr herabdrückt, als es durch die grössere Sommerwärme der Kontinente emporgehoben wird. Natürlich bezieht sich dies nur auf mittlere und höhere Breiten, wo es wirkliche Sommer und Winter giebt, nicht auf äquatornahe Erdstriche; denn dort ist ja das Land im Jahresdurchschnitt nicht kälter sondern wärmer als das Meer, ein Verhältnis wie es bei uns nur im Sommer besteht.

Den auffälligsten Verlauf zeigen die Januar-Isothermen im mittleren und nördlichen Europa, wo sie mehr den Meridianen als den Parallelkreisen folgen, so dass man, um in immer kältere Gegenden zu kommen, nicht nach Norden sondern nach Osten hin reisen müsste. Die Ursache ist



Verlag von Paul Parey in Berlin SW.10 Hedemannstr

Jahres

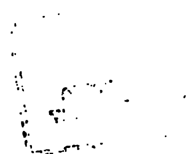
Tafel I.

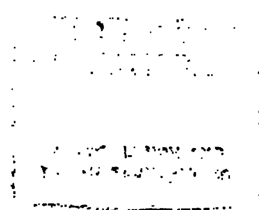


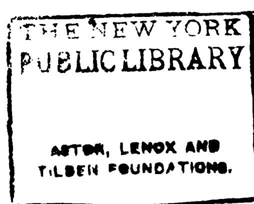
Berliner Lithogr. Institut.

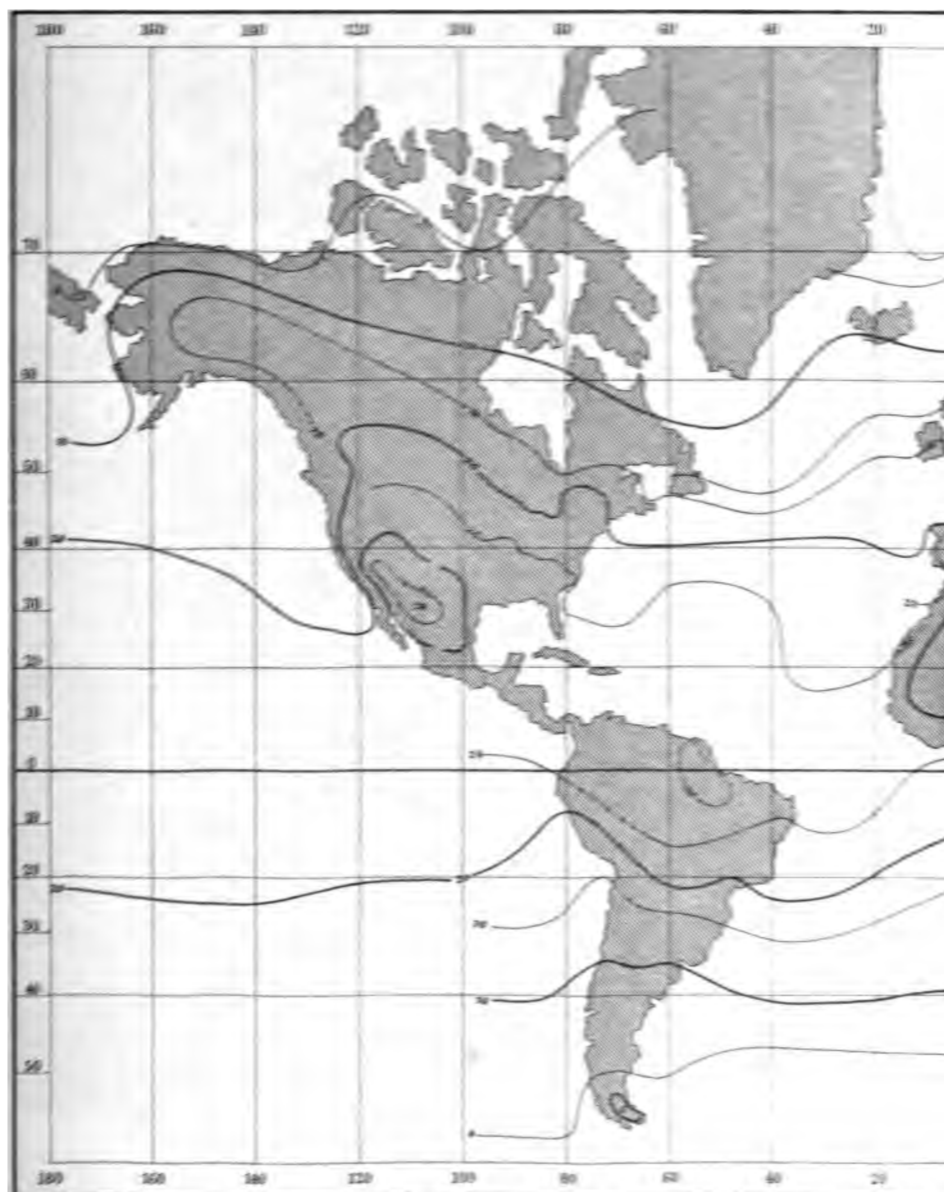
Isothermen.

h Hann)

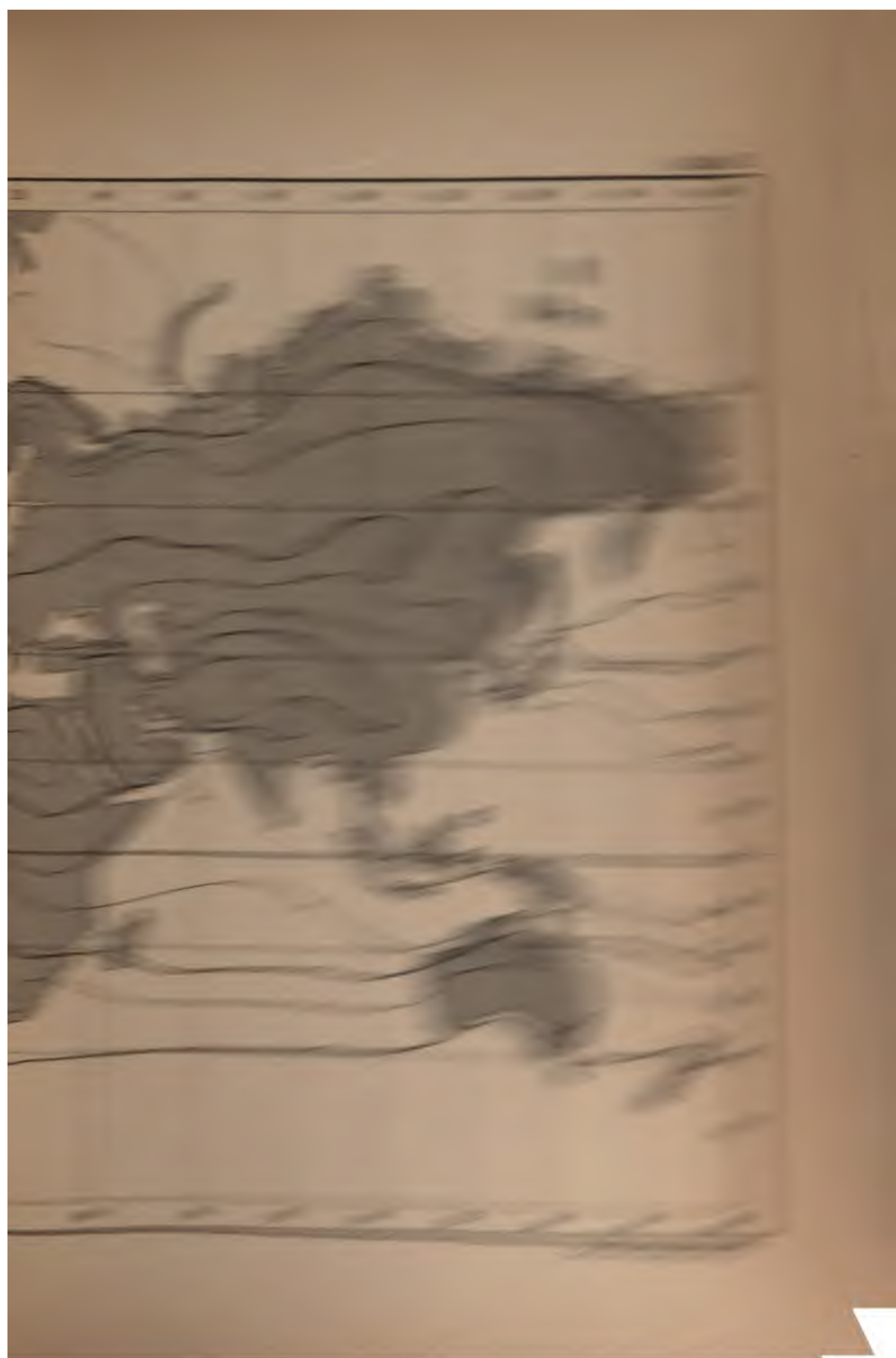


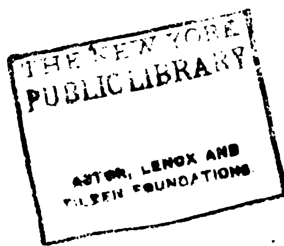



THE NEW YORK
PUBLIC LIBRARY
ASTOR, LENOX AND
TILDEN FOUNDATIONS.



Juli - I




THE NEW YORK
PUBLIC LIBRARY
ASTOR, LENOX AND
TILDEN FOUNDATIONS

in dem Einfluss des wärmeren Meeres, des Golfstroms und der vorherrschenden warmen südwestlichen Winde zu suchen, wodurch West- und Nord-Europa einen relativ milden Winter erhält, während nach Osten zu landeinwärts mit der Entfernung vom Meere die Winterkälte immer grösser wird. Die grösste Winterkälte von — 40° und darüber trifft man in der Gegend von Werchojansk im nordöstlichen Sibirien (mit einem Januarmittel von — 49°) und im Norden von Nordamerika (Lady Franklin-Bai hat im Februar als kältestem Monat — 40°). Die grösste Wärme findet man im Januar auf den Kontinenten der südlichen Halbkugel, wo auf mehreren Gebieten (in Südamerika, Afrika, Australien) das Januarmittel 30° übersteigt.

Im Juli steigen die Isothermen über den Kontinenten von Nordamerika und Asien nach Norden hinauf, hierdurch die kontinentale Sommerhitze anzeigend, und senken sich über dem Ozean nach Süden herab, ihre Abweichung von den Parallelkreisen ist also derjenigen der Januar-Isothermen gerade entgegengesetzt. Die grösste Julihitze, bis zu 36° im Mittel des Monats, findet sich im nordwestlichen Mexiko und in Nordafrika, bis zu 34° geht sie auch in Arabien, Persien und Afghanistan.

Thermische Anomalie. Es lässt sich die mittlere Temperatur eines Breitenkreises d. h. diejenige Temperatur, welche derselbe bei gleichmässiger Verteilung der auf ihm vorhandenen Wärme überall haben würde, bestimmen, indem man mittelst der Isothermenkarten in 36 gleichweit von einander entfernten Punkten des Parallels (da wo dieser vom 10., 20., 30. etc. Längengrad durchschnitten wird) die dortigen Mitteltemperaturen aufsucht, dieselben addiert und durch 36 dividiert. Das so bestimmte Mittel eines Breitenkreises wird dessen normale Temperatur genannt. Diese Temperaturen sind: **20.**

Breite	Temperatur	Breite	Temperatur
90° N	— 16,5°	20° N	25,3°
80° „	— 14,0°	10° „	26,6°
70° „	— 8,7°	0° „	26,5°
60° „	— 1,2°	10° S	25,6°
50° „	5,8°	20° „	23,4°
40° „	13,6°	30° „	19,4°
30° „	21,0°	40° „	12,6°

Die Abweichung der Temperatur eines Orts von der normalen Temperatur seines Parallelkreises bezeichnet man als thermische Anomalie, und zwar als positive, wenn die Temperatur des Orts über, als negative wenn sie unter der normalen Temperatur des betreffenden Breitenkreises liegt. Orte mit gleicher thermischer Anomalie werden auf der Karte durch Linien — Isanormalen genannt — verbunden und zur Erleichterung der

Übersicht die Gebiete positiver Anomalie von denjenigen mit negativer (durch Schraffierung) unterschieden. In dieser Weise sind auf Tafel IV und V die Isanormalen des Januar und die des Juli von 5 zu 5° nach Teisserenc de Bort und Wild dargestellt.

Im Januar ist die Hauptmasse des asiatischen und des nordamerikanischen Kontinents sowie Nordafrika zu kalt, in der Nähe von Werchojansk (Sibirien) beträgt die negative Anomalie 26°, in Nordamerika ist dieselbe in maximo nur halb so gross wie in Sibirien. Die Ozeane der nördlichen Erdhälfte zeigen dagegen positive Anomalie, welche besonders hohe Werte, 20° C, im nordatlantischen, solche von 14° C[1]) im grossen Ozean erreicht. Die Orte der grössten positiven Anomalie liegen in und an dem nordatlantischen Ozean. Jedoch schliesst dieser relative Wärmeüberschuss östlich nicht sofort jenseits der Küstengebiete ab um in die negative Abweichung überzugehen, sondern erstreckt sich in abnehmender Stärke noch weit über den Kontinent hin, so dass fast ganz Europa relativ zu warm ist. — Auf der südlichen Halbkugel sind im Januar (im dortigen Sommer) die Kontinente zu warm, die Meere zu kalt, doch beträgt die Abweichung nirgends mehr als 5°.

Im Juli ist aus den bereits bekannten Ursachen die thermische Anomalie derjenigen des Januar im allgemeinen entgegengesetzt, die Kontinente der Nordhemisphäre haben positive, die Meere negative Anomalie, jedoch erreicht sie nirgends die hohen Werte der Januar-Abweichungen. Das Maximum der positiven Abweichung, welches in drei verschiedenen Gebieten (im südwestlichen Nordamerika, im nördlichen Afrika und in Persien, Afghanistan, Hindustan[2]) erreicht wird, beträgt 10°, das Maximum der negativen Anomalie, welches im nördlichen Teil des Stillen Oceans südlich der Behringsstrasse, in der Davisstrasse (die kühlende Wirkung schmelzender Eismassen verratend) und auf dem australischen Kontinent (Winter der südlichen Erdhälfte) angetroffen wird, beträgt 5 bis 6°.

Besonders begünstigt erscheint Europa, welches im Juli wie im Januar positive Anomalie zeigt, also im Sommer wie im Winter relativ zu warm ist, d. h. seine Temperaturen sind (fast) überall höher als zu denselben Zeiten die normalen oder Durchschnitts-Temperaturen der betreffenden Breitenkreise.

21. **Wärmeabnahme mit zunehmender Erhebung über das Meeresniveau.** Diese wird eingehender im II. Teil besprochen werden. Hier genügt es, die Thatsache zu verzeichnen, dass im allgemeinen, aber

[1]) Nach den Karten von Hann, welche die Isanormalen von 2 zu 2° angeben.

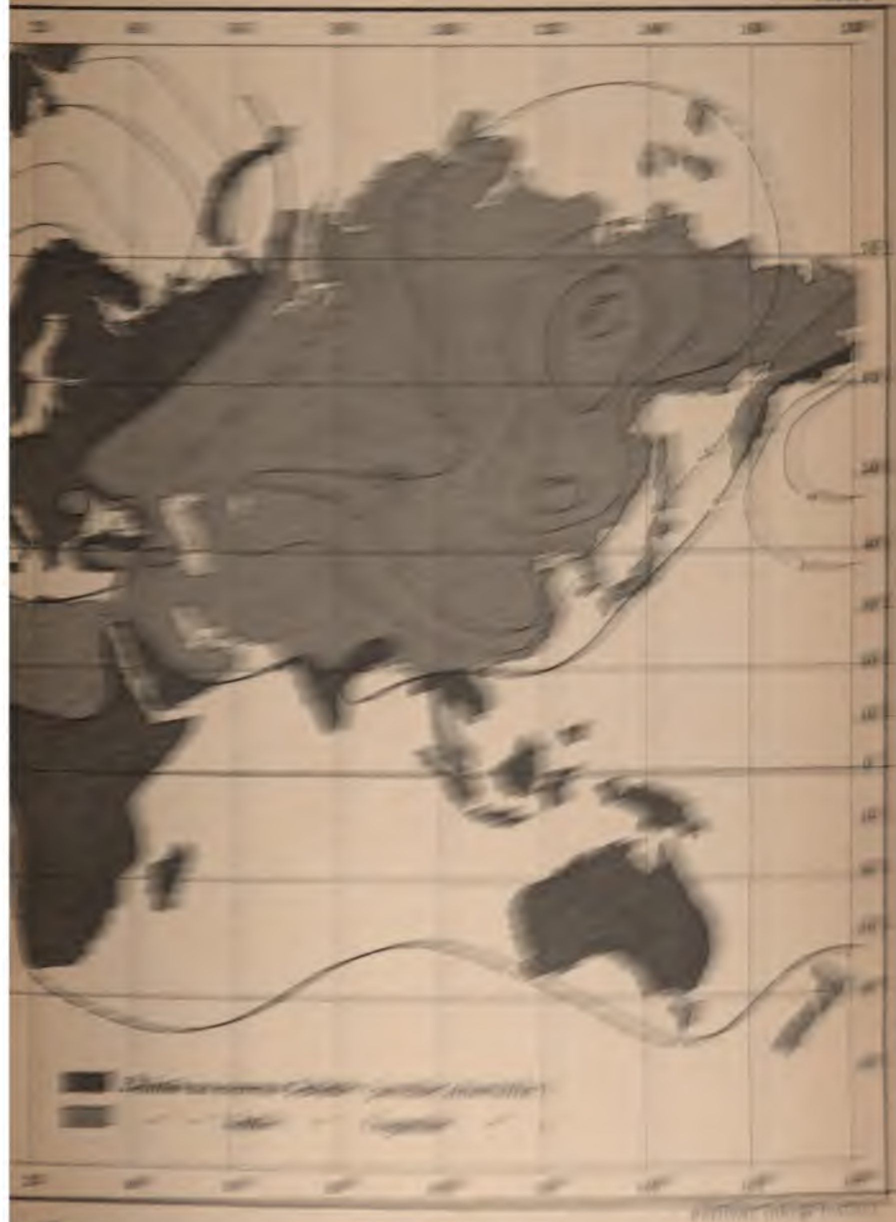
[2]) In diesem Gebiete nach den K[illegible]n von Hann.

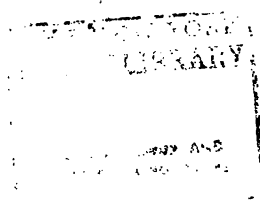


Verlag von Paul Parey in Berlin SW.10 Hedemannstr.

Januar -

(Nach Teisser







Verlag von Paul Parey Berlin SW,10 Hedemannstr.

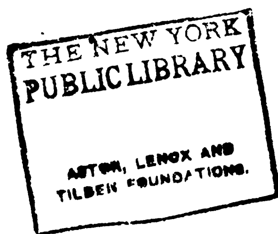
Juli -
(Nach Tei

Tafel V.



Berliner lithogr. Institut.

omalen.
de Bort u. Wild.)



nicht ohne Ausnahmen, mit zunehmender Erhebung über das Meeresniveau die Temperatur abnimmt, und zur Erklärung derselben Folgendes hinzuzufügen.

Die Ursache der Erscheinung liegt darin, dass die Luft infolge ihrer Durchstrahlbarkeit ihre Wärme hauptsächlich vom Boden empfängt und dass der Luftdruck (s. diesen) nach oben hin abnimmt. Wenn der äussere Druck, welchen eine Luftmasse auszuhalten hat, verringert wird, so dehnt sie sich entsprechend aus. Eine am Boden erwärmte Luftmasse, welche, hierdurch leichter geworden, emporsteigt, befindet sich in diesem Fall, der auf ihr lastende Druck nimmt beim Aufsteigen ab, und sie dehnt sich aus. Diese Ausdehnung geht aber stets auf Kosten ihrer Temperatur vor sich, denn die Ausdehnung ist Arbeit, zu deren Leistung Wärme verbraucht wird. Die Luft gelangt deshalb niemals mit derjenigen Temperatur, welche sie am Boden besass, in höhere Regionen hinauf, sondern kälter, und zwar beträgt die Abkühlung bei vollkommen trockener Luft rund 1^0 für je 100 m Steighöhe (bei feuchter Luft fällt sie aus weiterhin zu erörternden Gründen geringer aus).

Den entgegengesetzten Effekt hat das Zusammenpressen einer Luftmasse durch Verstärkung des äusseren Druckes, also auch das Herabsenken eines Luftquantums aus höheren in tiefere Luftschichten: eine Erwärmung, und zwar ebenfalls um 1^0 für 100 m.

Aus diesen Gründen müssen die höheren Atmosphäre-Schichten kälter sein als die unteren. (Über die Ausnahmen von dieser Regel s. II. Teil.)

Temperatur der Bodentiefen. Dass die Erwärmung der Boden- 22.
oberfläche verschieden ist, je nach der Beschaffenheit, Farbe, Bedeckung derselben, namentlich, dass der mit Pflanzen bestandene Boden sich weniger erwärmt, als der unbewachsene, davon war bereits S. 6 u. f. die Rede. Hier handelt es sich um die Temperaturverhältnisse der tieferen Bodenschichten.

Die Wärmemitteilung der oberflächlichen Schicht an die tieferen oder umgekehrt geschieht durch Leitung. Der Boden, namentlich der trockene, ist ein schlechter Wärmeleiter, daher kann die Wärme von oben nur langsam in die Tiefe dringen, und ebenso verlieren die tieferen Schichten, wenn die Oberfläche erkaltet, langsamer ihre Wärme, als die obersten. Die Wärmemitteilung von einer Schicht zur andern ist aber nicht nur eine langsame, sondern auch eine unvollkommene, weil jede Schicht von der ihr zufliessenden Wärme einen Teil zu ihrer eigenen Erwärmung zurückbehält und zur Zeit immer nur einen Teil nach der entgegengesetzten Seite weitergiebt. Da nun die Änderungen der Bodentemperatur von der Oberfläche ausgehen, welche letztere ja direkt unter dem Einfluss der Insolation und der nächtlichen Ausstrahlung steht, so

müssen die Temperaturänderungen im Boden von oben nach unten kleiner werden und sich immer mehr verspäten, bis sie in einer gewissen Tiefe verschwinden. Diese Tiefe ist um so grösser, je grösser die Temperaturänderungen der Oberfläche, und von je längerer Dauer deren Perioden sind. Deshalb dringt die tägliche Wärmeschwankung im Sommer tiefer ein, als im Winter, und die jährliche tiefer als die tägliche, wenigstens in mittleren und höheren Breiten, wo die jährliche Temperaturschwankung die tägliche übertrifft. In den Tropen, wo die jährliche Temperaturamplitude gering ist, findet man schon in geringer Tiefe (etwa 0,6 m) eine das ganze Jahr konstante Temperatur.

Im Allgemeinen, aber keineswegs durchaus, wächst die Tiefe, in welcher die jährlichen Temperaturänderungen aufhören, mit der geographischen Breite. In diesen Tiefen herrscht das ganze Jahr hindurch dieselbe Temperatur, und zwar ist diese in denjenigen Breiten, wo die Jahresmittel der Lufttemperatur 15 bis 20^0 betragen, sehr nahe gleich der mittleren Lufttemperatur des betreffenden Ortes, in höheren Breiten ist sie etwas höher, in den Tropen niedriger als diese. Die Temperatur nimmt also in diesen Tiefen mit zunehmender geographischer Breite langsamer ab, als die Luftwärme vom Äquator gegen die Pole durchschnittlich abnimmt.

In Deutschland verschwinden in einer Tiefe von 0,6 bis 1 m die täglichen Schwankungen, und die Tiefe, woselbst auch die jährlichen Variationen nicht mehr wahrzunehmen sind, liegt für Deutschland bei etwa 24 m. In dieser Tiefe herrscht also stets eine gleichbleibende Temperatur, welche von der mittleren Lufttemperatur des Ortes gewöhnlich nicht erheblich abweicht.

Wo die mittlere Jahrestemperatur der Luft unter Null ^{0} liegt, stösst man in der Tiefe auf beständig gefrorenen Boden. In Jakutzk fand man in 15 m Tiefe eine Temperatur von — 7,5^0 und noch in 116 m Tiefe eine solche von — 0,6^0. Im Sommer taut das Bodeneis dort oberflächlich bis auf einige Meter Tiefe auf und vermag Vegetation zu tragen.

Fig. 5 stellt den jährlichen Gang der Bodentemperatur in 1,17 m, in 3,5 m und in 5,8 m Tiefe unter der Oberfläche, wie ihn die Beobachtungen Lamont's zu Bogenhausen bei München ergeben haben. Man sieht, wie die Temperaturschwankungen nach der Tiefe hin geringer werden, und wie die Maxima und Minima sich mit zunehmender Tiefe immer mehr verspäten. In 5,8 m Tiefe beträgt die Jahresschwankung nur noch 2^0, und das Minimum fällt auf Mai bis Juni, das Maximum auf November bis Dezember, während in 1,17 m Tiefe die Schwankung 11^0 beträgt, und das Minimum auf den Februar, das Maximum auf den August fällt. In etwas grösserer Tiefe, 7,5 m unter der Oberfläche, fand man in Königsberg den Temperaturgang demjenigen an der Oberfläche gerade entgegengesetzt, der Januar erwies sich als der wärmste, der Juli

als der kälteste Monat, die jährliche Schwankung (die 0,6 m unter der Oberfläche 16,8° betrug) belief sich in 7,5 m Tiefe nur noch auf 1,8°. Die Jahresmittel der verschiedenen in Bogenhausen beobachteten Tiefen waren nahe übereinstimmend 9°, also etwas höher als das Jahresmittel der Lufttemperatur, welches in München 7,5° beträgt.

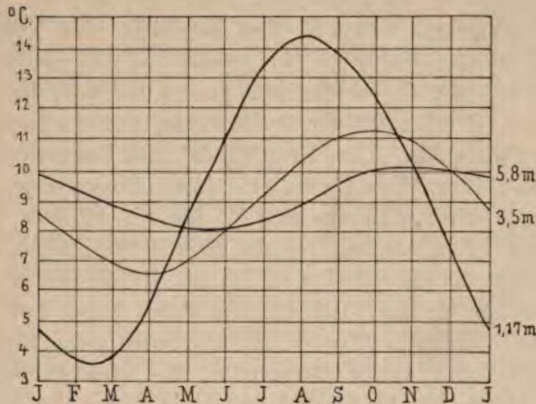


Fig. 5.

Jährlicher Gang der Bodentemperatur in verschiedenen Tiefen.

Temperatur des Meeres. Wir wissen bereits, dass auf der hohen See, fern von allen Küsten, die Lufttemperatur weit geringeren Schwankungen im Laufe des Tages und Jahres unterworfen ist, als auf dem Festlande. Über den Meeren der gemässigten Zone beträgt die tägliche Schwankung kaum 3 bis 4° C, über dem Äquatorialmeere 1 bis 2°. Die Temperatur der Meeresoberfläche selbst schwankt innerhalb noch engerer Grenzen. Die Unterschiede im Laufe eines Tages betragen auf hoher See weniger als 1°. Grösser sind die jährlichen Änderungen, im atlantischen Ozean etwa 5°, unter besonderen örtlichen Verhältnissen bis zu 15° betragend. Am wärmsten ist der atlantische Ozean im August und September, am kältesten im Februar und März. 23.

In den Tropen ist in der heissesten Tageszeit das Meerwasser kälter als die Luft, im Durchschnitt aber etwas wärmer, in höheren Breiten, zwischen dem 25. und 50°, ist die Oberflächentemperatur des Meeres nur selten, in den Polargegenden fast nie niedriger als die Lufttemperatur.

Die höchste Oberflächentemperatur zeigen die Tropenmeere, 26 bis 28°, doch steigt in einzelnen kleineren Meeresteilen die Temperatur zuweilen höher; im Allgemeinen nimmt sie mit zunehmender geographischer Breite ab. Im nordatlantischen Ozean, in welchem diese Abnahme verhältnismässig am langsamsten ist, beträgt unter dem 81.° Breite die

mittlere Oberflächentemperatur — 3,2°. Durch die Meeresströmungen werden die Temperaturen wesentlich modifiziert.

Die Temperatur der Meerestiefen. Die Temperatur des Meeres nimmt mit zunehmender Tiefe ab, zu Anfang rasch, später langsam; sie beträgt auch in der heissen Zone in der Tiefe weniger als 4°, z. B. fand man in 4° 23′ nördlicher Breite und 28° 26′ westlich von Paris in 1130 Faden (1 Faden = 1,83 m) Tiefe eine Temperatur von 3,2°, während an der Oberfläche eine solche von 27° beobachtet wurde. Von ca. 1800 m Tiefe an verschwindet in den Oceanen der heissen und gemässigten Zone der Einfluss der Breite völlig, und die Temperatur ist in allen ziemlich gleichmässig. Am Grund findet man Temperaturen, die nahe um Null° liegen (bis ca. 2° darüber oder — in den Polarmeeren — darunter); auch am Grunde der Polarmeere sind sie nur bis zu etwa 5° niedriger als die höchsten Grundtemperaturen der über 4000 m tiefen See niederer Breiten. Diese verhältnissmässige Gleichheit ist die Folge von Meeresströmungen, welche in der Tiefe von den Polen gegen den Äquator gerichtet sind und das kalte Wasser der Polarmeere gegen niedrige Breiten führen. Daher haben solche Meeresteile, die vermöge ihrer Bodengestaltung mit einem der beiden Polarmeere in freier Verbindung stehen, niedrigere Tiefentemperaturen als solche, bei denen dies nicht der Fall ist. Deshalb auch ist das mittelländische Meer in der Tiefe viel weniger kalt als der Ozean, weil jene untere Strömung nicht eindringen kann. Die ganze Wassermasse des Mittelmeeres hat in der kälteren Jahreszeit ungefähr eine Temperatur von 13°; im Sommer wird die Oberfläche auf 21 bis 27° erwärmt, aber schon in der Tiefe von 560 m und weiter hinab bis zum Grund bleibt die Temperatur konstant auf ca. 13°.

In den Polarmeeren scheint keine regelmässige Abnahme der Wärme mit wachsender Tiefe aufzutreten, sondern häufig eine warme Schicht zwischen zwei kälteren oder eine kalte zwischen zwei wärmeren eingeschlossen zu sein. Mehrere Forscher fanden in den Polarmeeren in der Tiefe grössere Wärme als an der Oberfläche, in 700 Faden Tiefe Temperaturen von 2 bis 3° über Null, während die Oberfläche unter Null° kalt war.

Wenn Süsswasser, dessen Temperatur über + 4° liegt, von oben her langsam erkaltet, so senkt sich das oben kälter und daher schwerer gewordene Wasser in die Tiefe, und wärmeres tritt nach oben, welche Zirkulation anhält, bis die ganze Masse auf + 4°, dem Dichtigkeitsmaximum des Wassers, angelangt ist, wogegen von diesem Zeitpunkt an das noch mehr erkaltende Wasser, als leichter wie das übrige, oben bleibt. In Süsswasserbecken muss also bei Frostwetter die Temperatur des Wassers unter der Eisdecke mit der Tiefe zunehmen und zu unterst gewöhnlich nicht sehr weit von + 4° sein.

Das Dichtigkeitsmaximum des Meerwassers liegt aber tiefer als das des Süsswassers, ebenso sein Gefrierpunkt, beides infolge seines Salzgehalts. Despretz fand für den Gefrierpunkt des Meerwassers[1]) — 2,55°, für das Dichtigkeitsmaximum desselben — 3,67°. Das Meerwasser wird also (nicht wie das Süsswasser nur bis + 4°) immer dichter und schwerer, je kälter es wird, bis zu seinem Gefrierpunkt[2]). So erklärt es sich, dass die Meerestemperatur nach der Tiefe zu abnimmt und zu unterst am niedrigsten wird, und dass die dortigen Temperaturen niedriger werden können, als diejenigen der unteren Wasserschichten in tiefen Süsswasserbecken.

II. Luftfeuchtigkeit.

Physikalisches Verhalten des Wassers. Die Luft enthält 24.
stets gasförmiges Wasser, Wasserdampf, beigemischt. Die Schmelz- und Erstarrungstemperatur des Wassers, welches bekanntlich fest, flüssig und gasförmig auftritt, ist bei dem mittleren Atmosphärendruck Null°, durch höheren Druck wird sie erniedrigt, durch geringeren Druck erhöht. Bei Null° kann das Wasser sowohl im festen als im flüssigen Zustand existieren, und um Wasser von Null° zu Eis von Null° erstarren zu machen, muss dem ersteren noch mehr Wärme — pro kg soviel als nötig wäre, 80 kg Wasser um 1° zu erwärmen, d. i. 80 Wärmeeinheiten — entzogen werden. Soll umgekehrt Eis von Null° in Wasser von Null° verwandelt werden, so muss demselben eine ebenso grosse Wärmemenge (80 W. E. pro kg) zugeführt werden. Diese Wärmemenge bringt keine Temperaturerhöhung hervor, weil sie dazu verbraucht wird, den flüssigen Zustand herzustellen, es ist die sogenannte „latente Schmelzwärme“ des Wassers. In Dampf wird das Wasser verwandelt durch Kochen und durch Verdunsten. Beim Kochen oder Sieden, welches unter dem normalen Atmosphärendruck von 760 mm bei 100° stattfindet, erfolgt die Dampfbildung durch die ganze Wassermasse hindurch, beim Verdunsten, welches bei jeder niedrigeren Temperatur, selbst am Eis und Schnee, eintritt, nur an der Oberfläche. Durch höheren Druck wird die Siedetemperatur erhöht, durch Druckverminderung erniedrigt. Bei 100° (unter dem normalen Druck) kann das Wasser sowohl im flüssigen als im gasförmigen Zustande bestehen (ebenso wie bei Null° als Eis und im flüssigen Zustand). Um Wasser von 100° in Dampf von 100° zu verwandeln, müssen dem ersteren pro kg 537 Wärmeeinheiten zugeführt werden. Diese dem Wasser von 100° zugeführte Wärmemenge bringt demnach ebenfalls keine Temperatur-

[1]) Aus der Südsee geschöpft.

[2]) Sogar noch darüber hinaus, da sein Dichtigkeitsmaximum tiefer liegt als sein Gefrierpunkt, so dass die Grenze der Dichtigkeitszunahme sich nur beobachten lässt, wenn das Meerwasser unterkühlt wird, d. h. bis unter seinen Gefrierpunkt erkaltet ohne zu erstarren.

erhöhung desselben hervor, weil sie dazu verbraucht wird, den gasförmigen Zustand herzustellen.

Die gleiche Wärmemenge muss einem kg Wasserdampf von 100° entzogen werden um denselben in Wasser von 100° zu verwandeln, denn bei der Verdichtung wird die Dampfwärme, welche der Dampf bei und zu seiner Bildung aufgenommen hat, in gleichem Betrage wieder frei, so dass trotz des Wärmeentzugs die Temperatur dieselbe bleibt. — Auch die Verdunstung (Dampfbildung nur an der Oberfläche) erfolgt nur unter Wärmeverbrauch, der für die Gewichtseinheit um so grösser ist, je niedriger die Temperatur; z. B. Wasser von 0° braucht zu seiner Verdunstung pro kg 607 Wärmeeinheiten. Durch diesen zur Dampfbildung erforderlichen Wärmeverbrauch erleidet der rückständige Teil des verdunstenden Wassers eine Temperaturerniedrigung („Verdunstungskälte"), die um so stärker ist, je rascher die Verdunstung erfolgt, während beim Sieden über dem Feuer die zur Dampfbildung verbrauchte Wärme durch das Feuer wieder ersetzt wird, die Siedetemperatur also erhalten bleibt.

25. **Wasserdampf in der Luft.** Feuchte Luft ist ein Gemenge von atmosphärischer Luft mit Wasserdampf. Die Quelle, woraus die Atmosphäre ihren Gehalt an Wasserdämpfen schöpft, ist die Erdoberfläche, indem das von der Oberfläche der Gewässer, sowie aus dem Boden und aus den Pflanzen verdunstende Wasser in die Atmosphäre übergeht. Diese Dämpfe würden sich als selbständige Atmosphäre um die Erde verbreiten, die Luft und der Dampf, ohne auf einander zu drücken, sich gegenseitig vollkommen durchdringen, und die Teilchen des einen Körpers sich so ordnen, als wäre der andere gar nicht vorhanden, wenn nicht die Luft einer raschen Verbreitung der Dämpfe mechanisch hinderlich wäre, und nicht überdies durch ihr fast fortwährendes Bewegtsein eine solche Verteilung der Dämpfe unmöglich machte, wie sie zur Herstellung jenes idealen Zustandes erforderlich sein würde. Deshalb können die Dampfatmosphäre und die Luft nie so unabhängig von einander sein wie dies häufig dargestellt wird. Man wird daher sagen können, dass die atmosphärischen Wasserdämpfe über der Erde und innerhalb des Luftraumes eine selbständige und von der Luft betreffs Anordnung ihrer Teilchen unabhängige Atmosphäre — jedoch wie diese mit nach oben hin abnehmender Dichtigkeit — zu bilden bestrebt sind, dass aber dieses Ziel nie vollkommen erreicht wird.

26. **Dampfsättigung.** Von einem Gas oder Gasgemenge wie die Luft lassen sich in einen Raum von bestimmter Grösse beliebige Mengen hineinbringen, um so mehr, je stärkerer Druck angewandt wird; desto grösser wird dann die Dichtigkeit der eingeschlossenen Luft und der Druck, den sie auf die Gefässwände ausübt. Anders beim Wasserdampf.

Ein gegebener Raum, ob leer oder lufterfüllt, vermag bei einer bestimmten Temperatur niemals mehr als eine ganz bestimmte Menge Wasserdampf zu fassen, bei höherer Temperatur mehr, bei niedrigerer weniger, immer aber höchstens eine für jede Temperatur fest bestimmte Menge. Von der im Raum vorhandenen Anzahl der Teilchen, der Dampfmenge, hängt aber der Druck ab, den der Dampf, ähnlich wie die Luft, nach allen Seiten ausübt, der Druck wächst mit der Dampfmenge, und so folgt aus dem Vorhergehenden, wonach die Dampfmenge für jede Temperatur eine begrenzte ist, dass auch der Dampfdruck bei einer bestimmten Temperatur niemals über einen bestimmten Betrag hinaus zunehmen kann. Enthält der Raum bei einer gegebenen Temperatur jene grösstmögliche Dampfmenge, so ist der Raum (oder die Luft darin) „dampfgesättigt", und es ist nicht möglich, bei gleichbleibender Temperatur den Druck oder die Spannkraft des Dampfes zu erhöhen, derselbe hat das Maximum der Spannkraft für die betreffende Temperatur. Den Druck derjenigen Dampfmenge, die solchergestalt zur Sättigung eines Raumes ausreicht oder erforderlich ist, nennt man den „Sättigungsdruck" für die betreffende Temperatur, und die Temperatur, bei welcher eine gegebene Dampfmenge pro Raumeinheit, oder ein bestimmter Dampfdruck, zur Sättigung ausreicht, wird als „Sättigungstemperatur" oder „Taupunkt" bezeichnet. Jede Temperatur hat ihren bestimmten Sättigungsdruck, und jede Dampfdruckgrösse hat ihren bestimmten Taupunkt.

Stellt man eine Schale mit Wasser gefüllt unter eine luftdicht schliessende Glasglocke, so verdunstet Wasser in den abgeschlossenen Raum, aber nur so lange, bis dieser gesättigt ist. Eine weitere Vermehrung der Dampfmenge unter der Glocke ist nur möglich, wenn die Temperatur des Raumes erhöht wird; dann geht die Verdunstung weiter vor sich, aber wieder nur bis zur Sättigung für die neue Temperatur oder m. a. W. bis der Sättigungsdruck für diese Temperatur erreicht ist. Die dadurch noch hinzugekommene Dampfmenge wird aber, wenn nun bis zur vorherigen Temperatur abgekühlt wird, überschüssig, hört deshalb auf, dampfförmig zu sein, und gelangt in Form kleiner Wassertröpfchen wieder zur Ausscheidung, da der Raum bei der früheren, niedrigen Temperatur nur die frühere, geringere Dampfmenge zu fassen vermag.

Dampfdruck. Wieviel Wasserdampf, gewichtlich genommen, der Raum eines Kubikmeters bei verschiedenen Temperaturen zu fassen vermag, um gesättigt zu sein, und welchen Druck der Dampf dabei ausübt, resp. bei den einzelnen Temperaturen höchstens erreichen kann, ist aus der nachstehenden Tabelle ersichtlich. Dabei sei bemerkt, dass die Grösse des Dampfdrucks, mag der Dampf gesättigt sein oder nicht, stets bemessen wird nach der Höhe der Quecksilbersäule (in mm), welcher er 27.

das Gleichgewicht zu halten im Stande ist[1]), d. i. für den Zustand der Sättigung die Höhe, um welche der Gipfel der Quecksilbersäule im Barometer **sinkt**, wenn der luftleere Raum über dem Quecksilber in der Röhre mit Dampf gesättigt wird.

Temperatur °C	Spannkraft des gesättigten Wasserdampfes mm	Gewicht des Dampfes in 1 Kubikmeter Luft Gramm	Temperatur °C	Spannkraft des gesättigten Wasserdampfes mm	Gewicht des Dampfes in 1 Kubikmeter Luft Gramm
— 9	2,3	2,5	+ 11	9,8	10,1
8	2,5	2,7	12	10,5	10,7
7	2,7	2,9	13	11,2	11,4
6	2,9	3,2	14	11,9	12,1
5	3,1	3,4	15	12,7	12,9
4	3,4	3,7	16	13,5	13,6
3	3,7	4,0	17	14,4	14,5
2	4,0	4,3	18	15,4	15,4
1	4,3	4,6	19	16,3	16,3
0	4,6	4,9	20	17,4	17,3
+ 1	4,9	5,3	21	18,5	18,4
2	5,3	5,6	22	19,7	19,4
3	5,7	6,0	23	20,9	20,6
4	6,1	6,4	24	22,2	21,8
5	6,5	6,8	25	23,6	23,1
6	7,0	7,3	26	25,0	24,4
7	7,5	7,8	27	26,5	25,8
8	8,0	8,3	28	28,1	27,2
9	8,6	8,9	29	29,8	28,8
10	9,2	9,4	30	31,5	30,4

Man sieht, dass die Zahlen, welche den Dampfgehalt pro Kubikmeter in Gramm ausdrücken, nahezu gleich denjenigen Zahlen sind, welche den gleichzeitig vom Dampf ausgeübten Druck in Millimeter Quecksilber

[1]) Man denke sich ein luftdicht verschlossenes, absolut luftleeres aber Wasserdampf enthaltendes Zimmer, und darin ein Barometer, welches ebenfalls vollkommen luftleer, und dessen geschlossener Schenkel auch völlig leer von Wasserdampf sei, so würde in dem geschlossenen Schenkel das Quecksilber sich um einen gewissen Betrag — der von der pro Raumeinheit vorhandenen Dampfmenge abhängig ist — höher einstellen als in dem offenen, auf welchen der Dampf wirkt. Diese Höhendifferenz, in Millimeter ausgedrückt, ist der Dampf- oder Dunstdruck oder die Spannkraft des Dampfes.

angeben[1]), wenigstens für die häufigsten Temperaturen bis gegen 30°, und zwar gilt dies, ob nun Sättigung eingetreten ist oder nicht.

Wenn man also den Dampfgehalt in Gramm pro Kubikmeter kennt, so hat man annähernd, und wenigstens für alle praktischen Zwecke hinreichend genau, auch den Dampfdruck in Millimetern, welcher, ohne direkt als solcher bestimmt zu werden, in der Meteorologie das gebräuchliche Mass für den Feuchtigkeitsgehalt der Luft abgiebt. Jener Dampfgehalt aber lässt sich leicht direkt bestimmen, etwa indem man durch ein Rohr, welches eine Wasserdampf absorbierende Substanz enthält, ein gemessenes Luftquantum hindurchzieht und die dabei stattfindende Gewichtszunahme durch die Wage ermittelt. Meist jedoch bedient man sich indirekter, weiter unten beschriebener Methoden (§ 33).

Verdunstung. Für die Grösse der Verdunstung ist zunächst 28. die Grösse der verdunstenden Oberfläche massgebend, derart dass — unter sonst gleichbleibendeu Umständen — in der Zeiteinheit um so mehr Wasser verdunstet, je grösser die verdunstende Fläche ist. Um die Verdunstungsgrösse auszudrücken, giebt man entweder die Quantität Wasser an, welche von einer bestimmten Fläche, z. B. von 1 qm in einer gegebenen Zeit abdunstet, oder die Höhe der Wasserschicht, welche in einer gewissen Zeit in Dampfform übergeht (worin jenes Verhältnis der Menge zur Fläche den einfachsten Ausdruck findet).

Die Verdunstungsgrösse ist je nach der Erdoberflächenbeschaffenheit verschieden. Feuchte Erde (capillar gesättigt) verdunstet etwas mehr als eine freie Wasserfläche unter sonst gleichen Umständen, noch mehr ein nasser Grasboden; sehr reichlich erfolgt auch aus einer Waldfläche während der Vegetationszeit die Wasserverdunstung durch die Transspiration aus den Kronen. Die Verdunstungsgrösse wechselt mit dem Feuchtigkeitsgrad der Luft, da die Luft (oder der Raum) nur solange neue Dampfmengen aufzunehmen vermag, bis die in der Tabelle verzeichneten, von der Temperatur abhängigen Quantitäten zugegen sind, m. a. W. bis Sättigung eingetreten ist. Je weiter die Luft von diesem Zustande entfernt ist, desto lebhafter erfolgt unter sonst gleichen Verhältnissen die Verdunstung. Der Wind befördert die Verdunstung, weil er trockenere Luft herbeiführt und die feuchtere entfernt. Durch hohen Luftdruck wird die Verdunstung

[1]) Zum besseren Verständniss dieser Beziehung des Dampfdrucks zur Dampfmenge stelle man sich vor, jenes luftleere Zimmer mit dem Barometer (vergl. Note auf S. 32) habe 1 cbm Rauminhalt und enthalte den Dampf von 9 g Wasser; dann wird das Quecksilber im geschlossenen Schenkel nahezu 9 mm höher stehen als im offenen, diese Grösse also den Dampfdruck repräsentiren. Brächten wir noch soviel Wasser in den Raum, dass dieser im Ganzen 15,4 g Dampf enthielte, vorausgesetzt natürlich, dass die Temperatur hierzu hoch genug ist, so würde das Quecksilber noch 6,4 mm höher steigen, also auf 15,4 mm stehen u. s. w.

verlangsamt (im luftleeren Raume geht sie äusserst rasch bis zur Sättigung). Von grösstem Einfluss ist aber die Temperatur der Luft, je wärmer diese bei gleichem Feuchtigkeitsgrade, desto energischer ist die Verdunstung. Die Temperatur ist daher, so lange es nicht an Wasser fehlt, und keine mächtigeren sekundären Einflüsse sich geltend machen, der entscheidende Faktor für den Dampf- oder Dunstdruck eines Ortes.

29. **Täglicher und jährlicher Gang des Dampfdruckes; Verteilung des Wasserdampfes über die Erde.** Der tägliche Gang des Dampfdruckes ist deshalb in wasserreicher Gegend, wie an der Küste, in unseren Breiten ziemlich genau derselbe wie der tägliche Gang der Temperatur, er steigt von Morgens bis nach Mittag und nimmt dann wieder ab bis zum Morgen. Im Binnenland dagegen sowie in den tropischen Gegenden, wo die täglichen Temperatur-Extreme weiter auseinander liegen, zeigt sich zur Zeit der höchsten Tagestemperatur eine Verminderung des Dampfdrucks. Dies rührt nicht sowohl, wie man vielfach glaubte, daher, dass die Verdunstung wegen Wassermangel nicht mit der Temperatur gleichen Schritt halten könne, (z. B. Batavia, welches ebenfalls gegen Mittag eine Dunstdrucksverminderung zeigt, liegt unmittelbar am Meere) als vielmehr daher, dass sich an Orten mit grosser täglicher Temperaturamplitude infolge der Erwärmung an der Erdoberfläche ein lebhafterer vertikaler Luftaustausch einstellt, indem einzelne Partieen erwärmter Luft von unten emporsteigen, und andere dafür herabsinken. Die Luft aus der Höhe enthält weniger Wasserdampf als die untere, emporgegangene, daher muss zur Zeit, wo diese Zirkulation am lebhaftesten ist, um Mittag, der Dampfdruck unten geringer werden, oben zunehmen. Dadurch entsteht eine doppelte tägliche Periode des Dampfdrucks, worin zwei Maxima und zwei Minima, indem von Morgens bis Mitte Vormittags der Dampfdruck zunimmt, dann über Mittag infolge des vertikalen Luftaustausches geringer, später mit dem Nachlassen des letzteren wieder grösser wird bis zum Abend, um die Nacht über infolge eintretender Kondensation eines Teils der Dämpfe (Thaubildung, Nebel etc.) wiederum zu sinken. Diese doppelte tägliche Periode des Dampfdrucks tritt aber nur an Orten mit grosser täglicher Temperaturamplitude ein, weil nur dort jener Luftaustausch eine beträchtliche Stärke erlangt, und ist daher am ausgesprochensten im trockenen, niedrig gelegenen Binnenland. An höher gelegenen Punkten dagegen zeigt sich der höchste Dampfdruck, (ebenso wie an den aussertropischen Küsten) kurz nach Mittag, teils, weil von dort aus wegen der geringeren Tageserwärmung der Luftaustausch mit höheren Schichten der Atmosphäre schwächer ist, teils, weil ihnen um die Mittagszeit aus tiefer gelegenen Gegenden dampfreichere Luft zugeführt wird. — Die täglichen Änderungen des Dunstdrucks betragen übrigens in der wa[...] Jahreszeit nur wenige Millimeter und werden in den Wintermon[...] unseren Breiten verschwindend gering.

Der jährliche Gang des Dunstdrucks ist in unseren Breiten demjenigen der Temperatur sehr ähnlich. Seine jährliche Amplitude schliesst sich ebenfalls an die der Temperatur an, ist daher an den Küsten geringer als im Innern der Kontinente, unter den Tropen kleiner als in der gemässigten Zone.

Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel nimmt der Dampfdruck ab, aber in rascherem Verhältnis als der Luftdruck (vgl. II. Teil).

Die Verteilung des Wasserdampfes über die Erde in den unteren Luftschichten ist im allgemeinen der Temperatur entsprechend, namentlich über den Meeren, so, dass mit zunehmender Breite der Dampfdruck geringer wird, während derselbe über dem Binnenland infolge des vertikalen Luftaustausches meist geringer ist als der Wärme entspricht.

Relative Feuchtigkeit. Der durch den Dampfdruck oder durch die 30.
Dampfmenge pro kbm ausgedrückte Feuchtigkeitsgehalt der Luft wird als absolute Luftfeuchtigkeit bezeichnet. Diese sagt an sich nichts aus über den Grad der Dampfsättigung. Für viele Zwecke ist aber der letztere von unmittelbarerem Interesse als die absolute Dampfmenge. Dazu dient die Angabe der „relativen Feuchtigkeit". Man versteht darunter die wirklich vorhandene Dampfmenge, ausgedrückt in Prozenten derjenigen Dampfmenge, welche bei der herrschender Temperatur zur Sättigung erforderlich wäre, oder, was auf dasselbe hinauskommt, das Verhältnis des vorhandenen Dampfdrucks zu dem Sättigungsdruck für die herrschende Temperatur (in Prozenten des letzteren ausgedrückt). Z. B. bei 12° beträgt der Sättigungsdruck (S. 32) 10.5 mm; ist der wirkliche Dampfdruck gleich 6 mm, so ergiebt dies eine relative Feuchtigkeit von $\frac{6}{10.5} \times 100 = 57\,\%$. Betrüge bei derselben Temperatur der Dampfdruck 10.5 mm, so wäre die Luft mit Dampf gesättigt, die relative Feuchtigkeit betrüge 100 %. Je kleiner die Zahl der relativen Feuchtigkeit, desto weiter ist die Luft vom Zustand der Sättigung entfernt, desto mehr Dampf (relativ) vermag sie noch aufzunehmen, desto trockener ist sie. Da der Sättigungsdruck oder die zur Sättigung erforderliche Dampfmenge bei steigender Temperatur wächst, so vermag eine und dieselbe Dampfmenge oder Dampfdruckgrösse auch sehr verschiedene relative Feuchtigkeiten darzustellen, je nach der Temperatur, wie sich aus der Tabelle S. 32 leicht ergiebt. 9.2 mm Dampfdruck machen z. B. bei 10° eine relative Feuchtigkeit von 100 % aus, bei 21° aber nur eine solche von 50 %. Die Luft von 10°, welche Dampf von 9.2 mm Druck oder 100 % relative Feuchtigkeit enthält, kann weder abgekühlt werden, noch Dampf zugeführt erhalten, ohne dass ein Teil des Dampfes verflüssigt wird. Enthält dagegen Luft von 21° dieselbe Dampfmenge (von 9.2 mm Druck), was in diesem Fall nur 50 % relative Feuchtigkeit ausmacht, so kann sie eine Abkühlung bis auf 10°

— ihren Taupunkt — ertragen, bevor Kondensation eintritt, (welche indes bei der geringsten weiteren Abkühlung beginnt und nach Massgabe der Erkaltung fortschreitet).

Je kleiner die Zahl der relativen Feuchtigkeit ist, desto weiter liegt der Taupunkt unter der Lufttemperatur.

Somit wird der Zustand der Dampfsättigung näher herbeigeführt, überhaupt die relative Feuchtigkeit erhöht: 1. durch Vermehrung der Dampfmenge bei gleichbleibender Temperatur; 2. durch Temperaturerniedrigung bei gleichbleibender absoluter Dampfmenge. In jedem Falle giebt also die relative Feuchtigkeit ein Mass dafür ab, wie weit die Sättigung gediehen, oder wie gross die Wahrscheinlichkeit einer Kondensation ist.

31. **Täglicher und jährlicher Gang der relativen Feuchtigkeit.** Der tägliche Gang der relativen Feuchtigkeit ist überall demjenigen der Temperatur entgegengesetzt, dieselbe ist also am grössten morgens früh, am kleinsten nachmittags; denn da mit steigender Erwärmung der zur Sättigung erforderliche Dampfdruck zunimmt, die ebenfalls wachsende Verdunstung jedoch hiermit gewöhnlich nicht Schritt halten kann, muss gleichzeitig die relative Feuchtigkeit abnehmen, bei Abkühlung aber muss sie grösser werden. Die Grösse ihrer täglichen Änderungen richtet sich nach dem Betrage der täglichen Temperaturschwankung. Daher ist die Amplitude im Binnenland grösser als an der Küste, grösser im Sommer als im Winter.

Ähnlich wie der tägliche gestaltet sich der jährliche Gang der relativen Feuchtigkeit. Sie ist im Winter am grössten, im Sommer am kleinsten, die Amplitude an den Küstenstationen kleiner als nach dem Innern der Kontinente hin. Über dem Meere beträgt die relative Feuchtigkeit fast stets etwa 75 bis 80 %.

32. **Änderung der relativen Feuchtigkeit mit der Höhe.** Die relative Feuchtigkeit in der Höhe und ihre Änderung mit zunehmender Höhe ist zeitlich und örtlich sehr verschieden, was sich leicht begreift, wenn man folgendes beachtet. Temperatur und Dampfdruck, diese beiden Faktoren, die für jene bestimmend sind, nehmen beide mit wachsender Höhe ab. Da aber der eine dieser Faktoren, der Dampfdruck, durch seine Abnahme die relative Feuchtigkeit verkleinert, während die Abnahme der Temperatur dieselbe vergrössert, und da jene Verminderung des Dampfdrucks und der Temperatur mit zunehmender Höhe nicht gleich- und nicht immer und überall regelmässig erfolgt, so hängt die Grösse der relativen Feuchtigkeit in jedem Punkte der höheren Regionen davon ab, ob dort zur Zeit der Dampfdruck oder die Temperatur das Übergewicht hat. (Vergl. hierüber II. Teil).

Bestimmung der Luftfeuchtigkeit. Die Ermittelung der Luftfeuchtigkeit kann auf mehrfache Weise geschehen. Am genauesten ist die direkte Gewichtsbestimmung des Wasserdampfes in einem gemessenen Luftvolum (S. 33). 33.

Einfach und hinlänglich genau, daher sehr allgemein gebräuchlich, ist die Messung mittelst des Psychrometers.

Das **Psychrometer** besteht aus zwei Thermometern gleicher Konstruktion und mit Zehntelgrad-Ablesung, die an einem Gestelle, etwa 10 cm von einander abstehend, befestigt sind. Das eine dient zur Messung der Lufttemperatur; die Kugel des andern ist mit einer einfachen Lage von Mousselin überzogen und wird zur Beobachtung stets nass oder (bei Temperaturen unter 0°) mit einer dünnen Eisschicht bedeckt erhalten. Die Verdunstung des die Kugel umhüllenden Wassers oder Eises erfordert Wärme, und diese wird der Kugel entzogen, sodass das „feuchte“ Thermometer kälter wird und tiefer anzeigt als das trockene. Das erstere fährt fort, Wärme zu verlieren, so lange die Verdunstung anhält, gleichzeitig aber führt ihm die umgebende Luft Wärme zu, daher hört nach einer gewissen Zeit das Sinken des Quecksilbers im feuchten Thermometer auf, seine Angabe wird konstant. Die Verdunstung auf der feuchten Kugel erfolgt aber um so rascher, und der gleichzeitige Wärmeverlust der Kugel ist um so grösser, je trockener und wärmer die Luft ist, desto mehr erniedrigt sich die Angabe des feuchten Thermometers unter die des trockenen, oder, wie man dies auch ausdrückt: desto grösser wird die „psychrometrische Differenz“. Die letztere wird gleich Null, wenn die Luft mit Dampf gesättigt ist.

Durch Versuche und Rechnung hat man für den praktischen Gebrauch die zusammengehörigen Werte der Angaben des trockenen und des feuchten Thermometers, der absoluten und relativen Luftfeuchtigkeit ermittelt und in Tabellen übersichtlich zusammengestellt. Ein Stück einer solchen stellt die umstehend beigegebene Tabelle dar.

Die Art ihres Gebrauches ist sehr einfach. Ist z. B. die Lufttemperatur (trockenes Thermometer) 14°, die Angabe des feuchten Thermometers 12°, die psychrometrische Differenz also 2°, so findet man in der mit der letzteren bezeichneten Vertikalspalte, da, wo sie die mit 14° bezeichnete Horizontalreihe schneidet, die entsprechenden Werte von 9,2 mm Dampfdruck und 78 % relative Feuchtigkeit. Sucht man die Dampfdruckzahl (9,2) in der zweiten Vertikalreihe auf, so findet man links daneben den Thaupunkt zu 10°.

Das Psychrometer wird zweckmässig in dem früher (S. 11) beschriebenen Thermometerhäuschen untergebracht, und das trockene Thermometer überhaupt zum Messen der Lufttemperatur benutzt. Für den Gebrauch des feuchten Thermometers, damit dasselbe richtig anzeige,

Trockenes Thermometer °C	0° Dunst-druck mm	0° Relat. Feucht. %	1° Dunst-druck mm	1° Relat. Feucht. %	2° Dunst-druck mm	2° Relat. Feucht. %	3° Dunst-druck mm	3° Relat. Feucht. %	4° Dunst-druck mm	4° Relat. Feucht. %	5° Dunst-druck mm	5° Relat. Feucht. %	6° Dunst-druck mm	6° Relat. Feucht. %	7° Dunst-druck mm	7° Relat. Feucht. %	8° Dunst-druck mm	8° Relat. Feucht. %	9° Dunst-druck mm	9° Relat. Feucht. %
0	4,6	100	3,7	81	2,9	63	2,1	45	1,3	28										
1	4,9	100	4,0	81	3,2	65	2,4	48	1,6	32	0,8	15								
2	5,3	100	4,4	82	3,4	64	2,7	51	1,9	35	1,0	19								
3	5,7	100	4,7	83	3,7	66	2,8	50	2,2	38	1,3	23								
4	6,1	100	5,1	83	4,1	67	3,2	52	2,2	36	1,6	27	0,8	13						
5	6,5	100	5,5	84	4,5	69	3,5	54	2,6	39	1,6	25	1,1	17						
6	7,0	100	5,9	85	4 9	70	3,9	56	2,9	42	2,0	28	1,0	15						
7	7,5	100	6,4	85	5,3	71	4,3	57	3,3	44	2,3	31	1,4	18	0,4	6				
8	8,0	100	6,9	86	5,8	72	4,7	59	3,7	46	2,7	34	1,7	22	0,8	10				
9	8,6	100	7,4	87	6,3	73	5,2	61	4,1	48	3,1	36	2,1	25	1,1	13	0,2	2		
10	9,2	100	8,0	87	6,8	74	5,7	62	4,6	50	3,5	39	2,5	28	1,5	16	0,5	6		
11	9,8	100	8,6	87	7,4	75	6,2	63	5,1	52	4,0	41	2,9	30	1,9	19	0,9	9		
12	10,5	100	9,2	89	8,0	76	6,8	65	5,6	54	4,5	43	3,4	33	2,3	22	1,3	13		
13	11,2	100	9,8	89	8,6	77	7,3	66	6,2	55	5,0	45	3,9	35	2,8	25	1,7	16		
14	11,9	100	10,6	90	9,2	78	8,0	67	6,7	57	5,6	47	4,4	37	3,3	28	2,2	18	1,1	10
15	12,7	100	11,3	89	9,9	78	8,6	68	7,4	58	6,1	49	5,0	39	3,8	30	2,7	21	1,6	13
16	13,5	100	12,1	89	10,7	79	9,3	69	8,0	59	6,8	50	5,5	41	4,3	32	3,2	24	2,1	15
17	14,4	100	13,0	90	11,5	80	10,1	70	8,7	61	7,4	52	6,2	43	4,9	34	3,7	26	2,6	18
18	15,4	100	13,8	90	12,3	80	10,9	71	9,5	62	8,1	53	6,8	44	5,5	36	4,3	28	3,1	20
19	16,4	100	14,7	90	13,2	81	11,7	72	10,3	63	8,9	54	7,5	46	6,2	38	4,9	30	3,7	23
20	17,4	100	15,7	91	14,1	81	12,6	72	11,1	64	9,7	55	8,3	47	6,9	40	5,6	32	4,3	25

sind noch verschiedene Vorsichtsmassregeln geboten. Das Wasser muss weich, nicht kalkhaltig, die Benetzung der Kugel eine vollständige sein u. s. w. Wenn die Lufttemperatur unter Null liegt, wird die Kugel mit ihrer Umhüllung in ein Gefäss mit Wasser eingetaucht, bis das alte Eis geschmolzen, und das Thermometer gestiegen ist, dann das Wasser weggenommen und der unten hängende Tropfen von der Kugel entfernt; erst wenn das nun beginnende Sinken des Thermometers aufgehört hat, kann die Ablesung erfolgen. Bisweilen zeigt das feuchte Thermometer auch bei richtiger Behandlung um Bruchteile eines Grades höher an als das trockene. Dann ist die Angabe des letzteren als die richtigere auch für das feuchte Thermometer anzunehmen.

Daniell's Hygrometer. Ein anderes (weniger genaues) Instrument zur Bestimmung der Luftfeuchtigkeit ist das Daniell'sche Hygrometer, welches unmittelbar den Taupunkt angiebt, woraus dann mit Hilfe der besprochenen Tabelle (S. 38) sehr leicht auch der Dampfdruck sowie die relative Feuchtigkeit zu finden ist. Ein Stativ trägt eine weite, zweimal rechtwinklig umgebogene, beiderseits in je eine Kugel endigende Glasröhre, welche keine Luft, sondern Ätherdampf und in der einen Kugel flüssigen Äther enthält. Der Schenkel, welcher in diese Kugel endigt, ist etwas länger als der andere, auf der Aussenfläche der Kugel ist eine ringförmige Zone blank versilbert oder vergoldet, in der Kugel befindet sich ein Thermometer, ein zweites aussen am Stativ. Die andere Kugel ist mit Mousselin umwickelt. Tröpfelt man auf diese Kugel etwas Äther, so wird sie durch die Verdunstung des letzteren abgekühlt, und dadurch der innen befindliche Ätherdampf verdichtet, was eine lebhafte Verdunstung des flüssigen Äthers in der anderen (mit dem Silber- oder Goldüberzug versehenen) Kugel und somit eine Abkühlung auch dieser letzteren zur Folge hat. Es wird also durch diese Manipulation bewirkt, dass allmählich die Temperatur der Silberoberfläche unter die Temperatur der umgebenden Luft herabsinkt, und man fährt damit fort, bis der Taupunkt erreicht ist. In dem Augenblick wo dies der Fall, ist die Luft, welche die Metalloberfläche berührt, mit Wasserdampf gesättigt, und der geringste weitere Wärmeentzug bedingt eine sofortige Ausscheidung von Wasserdampf in Form von feinen Tröpfchen, die sich auf der blanken Metallfläche niederschlagen und dieselbe matt erscheinen lassen. Die Temperatur, bei welcher dies eintritt, und welche im Moment der Beschlagbildung an dem in der Kugel befindlichen Thermometer abzulesen ist, repräsentiert den Taupunkt, während das aussen am Gestelle angebrachte Thermometer die Lufttemperatur angiebt. Das (aus einer Tabelle wie die auf S. 32 zu ersehende) Druckmaximum für die Taupunktstemperatur ist der im Augenblick der Beobachtung herrschende Dampfdruck, dieser, dividiert durch das Druckmaximum für die beobachtete Lufttemperatur und mit 100 multipliziert, ergiebt die relative Feuchtigkeit.

Haar-Hygrometer. Eine andere Methode der Luftfeuchtigkeitsbestimmung beruht auf der Eigenschaft der Haare, aus feuchter Luft Feuchtigkeit anzuziehen und sich dadurch zu verlängern, und zwar umsomehr, je mehr Wasserdampf die Luft enthält, in trockener Luft aber sich wieder zu verkürzen. Diese durch Feuchtigkeitswechsel der Luft hervorgebrachten Längenänderungen eines (entfetteten) Haares werden beim Saussure'schen Haarhygrometer dadurch in vergrössertem Masse sichtbar gemacht, dass das Haar, dessen eines Ende in einer Zwinge befestigt ist, durch ein am anderen Ende angehängtes kleines Gewicht gespannt erhalten wird und nahe diesem Ende um eine kleine Rolle geschlungen ist, deren Axe einen zu ihr rechtwinkligen, längeren Zeiger trägt, sodass dieser bei jeder Längenänderung des Haares, entweder nach der einen oder nach der anderen Seite hin, gedreht wird. Der jeweilige Grad der Feuchtigkeit wird auf dem Kreisbogen abgelesen, auf welchem der Zeiger spielt. Der Nullpunkt der Skala befindet sich an der Stelle, welche der Zeiger einnimmt, wenn das Instrument sich in vollkommen trockener Luft (etwa unter einer Glasglocke mit künstlich getrocknetem Luftinhalt) befindet, mit 100 ist die Stelle bezeichnet, welche der Zeiger in vollkommen dampfgesättigter Luft einnimmt, der Zwischenraum ist in 100 gleiche Teile geteilt. Diese Grade des Hygrometers sind jedoch nicht zu verwechseln mit den Prozenten der relativen Feuchtigkeit, es muss die Bedeutung derselben für jedes einzelne Instrument durch Vergleichung mit den Psychrometerangaben ermittelt und ausserdem öfters kontroliert werden, wenn das Instrument zu wirklichen Messungen der Luftfeuchtigkeit dienen soll.

Das Koppe'sche Hygrometer, welches ebenfalls aus einem präparierten, durch ein kleines Gewicht gespannten Haar nebst Zeiger und Skala besteht, und sich in einem aufrecht stehenden Blechgehäuse befindet, ist mit einer eigenen Justirvorrichtung versehen. Ein mit Mousselin bespannter Rahmen wird mit Wasser getränkt und in das Gehäuse eingeschoben, dann das letztere geschlossen (vorn durch eine Glasplatte); wenn nun in dem rasch sich mit Dampf sättigenden Raum der Zeiger nicht auf 100 rückt, so stellt man denselben durch Drehen der das Haar oben festhaltenden Zwinge auf 100 ein. Zu den Messungen der Luftfeuchtigkeit wird die Vorder- und Rückwand des Gehäuses samt dem Mousselinrahmen entfernt. Die Skala giebt Prozente der relativen Feuchtigkeit an.

III. Bewölkung.

34. **Kondensation.** Stets wenn Wasserdampf unter seine Sättigungstemperatur oder den Taupunkt abgekühlt wird, tritt die Verdichtung eines Teils der Dämpfe ein, und zwar wird immer diejenige Dampfmenge kondensiert, welche bei der neu angenommenen Temperatur überschüssig geworden ist d. h. die bei dieser Temperatur mögliche Maximalmenge

übersteigt. Findet solche Abkühlung in der freien Atmosphäre statt, so bildet der sich verdichtende Dampf äusserst feine Wassertröpfchen, wenn der Taupunkt höher als der Gefrierpunkt liegt, feine Eiskrystalle dagegen, wenn der Taupunkt unter dem Gefrierpunkt liegt. Die so gebildeten Wasserdampfausscheidungen in der Luft nennen wir „Wolken“. Die bei dieser Verdichtung von Wasserdampf frei werdende Wärme und die entstehenden, die nächtliche Ausstrahlung hindernden Wolken lassen eine weitere Abkühlung nur langsam fortschreiten, so dass bei einer Kondensation in der Regel die Temperatur nur wenig unter den ursprünglichen Taupunkt sinkt.

Dies ist wichtig in Bezug auf Nachtfrost. Man nimmt an, dass wenn der am Abend bestimmte Taupunkt über dem Gefrierpunkt liegt, kein Nachtfrost in Aussicht steht, dass aber, wenn der Taupunkt unter Null liegt, Nachtfrost zu gewärtigen ist. Bei trockener Luft sind Nachtfröste wahrscheinlicher als bei feuchter, weil im ersteren Fall die Ausstrahlung stärker ist und eine grössere Abkühlung der Erdoberfläche zur Folge hat, als bei feuchter Luft, welche letztere an sich weniger durchstrahlbar ist und nach Erreichung des Taupunktes, (der hier höher liegt als bei trockener Luft) durch die Kondensationswärme gleichsam zu einer Wärmequelle für Boden und Pflanzen wird.[1])

Wenn atmosphärischer Wasserdampf sich in freier Luft allmählich kondensiert, entsteht also zunächst das was wir Wolken oder Nebel nennen. Zwischen Nebel und Wolken besteht kein prinzipieller Unterschied; eine Wolke ist ein von unten gesehener in der Höhe schwebender Nebel, und Nebel ist eine auf dem Boden ruhende Wolke.

Nebel. Die Bildung von Nebeln kann auf mehrfache Weise 35.
hervorgerufen werden.

1. Durch Erkaltung des Bodens, welche sich allmählig der darüber lagernden, wärmeren Luft mitteilt. Es pflanzt sich in diesem Falle die Temperaturerniedrigung von unten herauf von Schicht zu Schicht fort, und jedesmal wenn eine solche bis auf ihren Taupunkt abgekühlt ist, beginnt in derselben die Kondensation. — Desgleichen können Nebel ent-

[1]) Unbedingte Zuverlässigkeit besitzt indess die auf den Taupunkt basierte Nachtfrostprognose nicht, weil, wie Wollny's Untersuchungen gezeigt haben, unmittelbar an dem Boden oder der Pflanzendecke infolge von Strahlung das nächtliche Temperaturminimum meist und um wechselnde Beträge niedriger ist, als dasjenige in Höhe von einigen Metern über dem Boden und der dort am Abend vorher bestimmte Taupunkt. Wollny findet, dass mittelst des in einer gewissen Höhe über dem Boden, an beschirmten Instrumenten ermittelten Taupunkts keine zuverlässigen Schlüsse auf den Eintritt von Nachtfrost gezogen werden können, vornehmlich weil die Wirkungen der an der Bodenoberfläche stattfindenden nächtlichen Strahlung, von welcher hauptsächlich die Abkühlung der untersten Luftschichten beherrscht wird, bei der Prognosestellung nicht berücksichtigt werden und sich im Voraus nicht bestimmen lassen.

stehen, wenn wärmere, feuchte Luft über kälteren Boden streicht. Dieser Fall ist prinzipiell nicht von dem ersteren verschieden; in beiden Fällen erfolgt die Abkühlung des Wasserdampfes von unten her durch den kälteren Boden.

2. Wenn kühlere Luft über wärmeren Gewässern oder wärmeren, feuchten Bodenflächen ruht oder über diese hinstreicht. Dieser Fall ist dem ersten gerade entgegengesetzt. Es wird hier der Luft vom Boden her mehr Dampf zugeführt, als sie vermöge ihrer Temperatur aufnehmen kann. So entsteht das sogenannte „Dampfen“ der Flüsse, der Bäche, des frischgepflügten Bodens, die Herbst-Abendnebel in den Wiesenthälern u. s. w.

Der sogenannte trockene Nebel (Höhenrauch) besteht aus Staub- und Kohleteilchen und hat deshalb mit den eigentlichen Nebeln an sich nichts gemein, vermag aber deren Entstehung zu fördern, insofern als die Bildung jener feinen Nebeltröpfchen leichter von statten geht, wenn für jedes derselben ein festes Staubteilchen gleichsam als Kondensationskern zugegen ist, an welchem die sich ausscheidenden Wasserteilchen sich ansetzen können.

36. **Wolken.** Die Bildung eigentlicher Wolken d. h. der in höheren Luftschichten auftretenden Nebel kann (unter Umständen) erfolgen, wenn Luftmassen von grosser relativer Feuchtigkeit und verschiedener Temperatur sich miteinander mischen, so dass die Mischung eine Temperatur annimmt, welche niedriger ist als der Taupunkt des vorhandenen Dampfes. Auch Nebelbildung würde dieser Vorgang veranlassen, wenn er sich unmittelbar über der Erdoberfläche abspielte. Derselbe ist jedoch fast ganz auf höhere Luftschichten beschränkt und tritt auch dort selten in solcher Ausdehnung und Intensität auf, dass ergiebige Wolkenbildung dadurch veranlasst wird.

Die bei weitem häufigste Ursache der Wolkenbildung ist in einer aufsteigenden Luftbewegung zu suchen.

Da der Luftdruck nach oben hin abnimmt, so wird auch der Druck, den eine vom Boden aus emporsteigende Luftmasse auszuhalten hat, immer geringer, daher dehnt sie sich aus und erleidet, weil die Ausdehnung einen Wärmeverbrauch bedingt, ähnlich wie die Dampfbildung Wärme konsumiert, eine Abkühlung, welche bei ganz trockener Luft rund 1° C für je 100 m Steighöhe betragen würde. Da die Luft aber stets Wasserdampf in grösserer oder geringerer Menge enthält, fällt die Abkühlung, wenn sie bis auf den Taupunkt geht, geringer aus infolge der bei der Kondensation freiwerdenden Wärme.

Die Höhe, in welcher die aufsteigende Luft den Taupunkt des mitgeführten Wasserdampfes erreicht, hängt von der relativen Feuchtigkeit ab, ist um so geringer je grösser die letztere, denn einer um so geringeren Abkühlung bedarf es zur Erreichung des Sättigungszustandes. Diese —

zeitlich und örtlich sehr wechselnde — Höhe, in welcher der Taupunkt erreicht wird, repräsentiert die untere Wolkengrenze, von hier an aufwärts findet Wolkenbilduug statt. Diese untere Wolkengrenze behält ihre Höhe unverändert bei, so lange Temperatur und Feuchtigkeit dieselben bleiben; so lange werden stets in dieser Höhe aus dem aufgestiegenen Dampf neue Wolkenteilchen gebildet, und die durch Luftbewegung etwa weggeführten Teilchen wieder ersetzt.

Schweben der Wolken. Dass wir die Wolken schweben 37.
sehen, während sie doch aus Wasserkügelchen oder Eisteilchen bestehen, also zur Erde herabsinken müssten, hat zwei Ursachen. Dem Herabfallen der Wolkenteilchen wirkt mit mehr oder weniger Erfolg die aufsteigende Luftbewegung, welche ihre Bildung zur Folge hatte, entgegen, und da die Wolkenteilchen sehr kleine Körper sind, mithin ihre Fallgeschwindigkeit schon infolge des Widerstandes der ruhenden Luft nur gering sein kann, so wird durch den grösseren Widerstand der aufsteigenden Luft das Schweben der Wolkenteilchen zuweilen wirklich zustande kommen. In den meisten Fällen aber ist das Schweben nur ein scheinbares, die Teilchen folgen dem Gesetz der Schwere und sinken, aber aus den genannten Gründen nur sehr langsam. Dabei kommen sie unter zunehmenden Druck, werden hierdurch erwärmt und wieder in Dampf verwandelt. Da wir diesen nicht sehen können, also unterhalb jener Grenze die Wolkensubstanz für unsere Wahrnehmung verschwindet, während oberhalb derselben aus dem wieder aufsteigenden Dampf neue und für uns sichtbare Wolkenteilchen entstehen, so empfangen wir den Eindruck, als ob die Wolke unverändert schwebe, während ihre Teilchen thatsächlich herabsinken und oben immer aufs Neue wieder erzeugt werden (so lange nämlich in Bezug auf Temperatur und Feuchtigkeit die Verhältnisse dieselben bleiben).

Daher findet man in einer Wolke, die von unten gesehen unbeweglich an einem Berghang zu haften scheint, sobald man in dieselbe eintritt, das lebhafteste Nebeltreiben. „Eine Wolke“ sagt Dove, „ist nichts Fertiges, sie ist kein Produkt sondern ein Prozess; sie besteht nur indem sie entsteht und vergeht.“

Wolkenformen. Die Formen der Wolken sind sehr mannigfaltig, doch 38.
hat man drei Hauptformen unterschieden: Cirrus, Cumulus, Stratus.

1. Die Cirrus- oder Federwolken sind federähnlich, zart, weiss, durchscheinend, oft unregelmässig gebogen und gekräuselt, häufig aber in regelmässigen langen Reihen angeordnet. Sie haben von allen Wolken die grösste Schwebehöhe; dieselbe wird zu mindestens 8500 m angenommen, da die höchsten Berggipfel nicht zu ihnen hinaufreichen. Da in solchen Höhen die Lufttemperatur unter Null ist, bestehen die Cirruswolken aus feinen Eisnadeln.

Sie spielen eine Rolle hinsichtlich der Wetterprognose (s. diese). Wenn nach einer Periode schönen Wetters Cirruswolken sichtbar werden und den Himmel mehr und mehr überziehen, so ist schlechtes Wetter zu erwarten.

2. Der Cumulus oder die Haufwolke hat eine horizontale, etwas dunkle Grundfläche, und bildet nach oben abgerundete, häufig zu traubigen, rundlichen Massen geballte, aber scharf begrenzte Gipfel, oft fernen Schneegebirgen täuschend ähnlich sehend. Ihre Farbe zeigt je nach der Beleuchtung durch die Sonne und nach ihrer Mächtigkeit alle Abstufungen von tief dunkel bis glänzend schneeweiss. Die Haufwolke entsteht durch aufsteigende Luftbewegung in den tieferen Luftschichten, tritt besonders bei hoher Temperatur auf, bei uns an Sommernachmittagen, fast nie im Winter. In den Tropen ist sie die gewöhnlichste Wolkenform. Die wagrechte Grundfläche der Cumuluswolke bezeichnet die Höhe, in welcher die aufsteigende Luft den Taupunkt erreicht. Mit der Stärke der aufsteigenden Luftbewegung wächst weniger diese Höhe, als vielmehr die Höhe der Gipfel oder die Dicke der Wolken; die Höhe der Grundfläche nimmt Abends von der Zeit an zu, wo die Wolken sich aufzulösen beginnen. Die mittlere Höhe, in welcher die Haufwolken schweben, wird zu etwa 1500^{m} veranschlagt.

3. Stratus oder Schichtwolke ist eine weit ausgedehnte, niedrig schwebende, horizontale, von unten nach oben dichter werdende Wolkendecke, ein emporgestiegener Nebel, im Horizont Abends und Morgens häufig in Gestalt wagrechter dunkler Streifen erscheinend, zuweilen längere Zeit den ganzen Himmel nebelartig verhüllend.

Ausser diesen Hauptformen werden noch einige Zwischenformen unterschieden:

Cirrostratus oder fedrige Schichtwolke ist die Wolkenform, welche wie ein durchsichtiger Schleier den Himmel überzieht, in bedeutender Höhe schwebt und aus Eiskrystallen gebildet ist. Diese Wolken sind es vorzugsweise, welche Veranlassung zu mancherlei Lichterscheinungen, wie Höfe und Ringe um die Sonne und Mond, Nebensonnen u. s. w., geben.

Cirrocumulus (fedrige Haufwolke) ist die unter dem Namen „Schäfchen" allgemein bekannte Wolkenform. Es ist ein leichtes, weisses Gewölk in bedeutender Höhe, bestehend aus vielen einzelnen rundlichen Wölkchen in wabenartiger, oft auch in reihenförmiger Anordnung. Die Cirrus-, Cirrostratus- und Cirrocumuluswolken werden auch als „obere Wolken" oder Wolken der oberen Regionen bezeichnet.

Cumulostratus (haufige Schichtwolke) nennt man dunkle, in den niederen Luftschichten schwebende Wolken, meist mit einer weitgestreckten, wagrechten, dunklen Unterfläche und im Übrigen unbestimmten oder unregelmässigen Umrissen. Häufig stellen sie eine den ganzen Himmel mit trübem Grau verhüllende Decke dar. Es ist eine sehr gewöhnliche Wolkenform. Dieselben bilden sich aus Haufwolken, wenn diese massen-

haft zusammenfliessen. Geht die Verdichtung (dieser oder auch anderer Wolkenformen) weiter und weiter, so dass ihre Tröpfchen zu grösseren zusammenfliessen, und sie sich immer mehr herabsenken, so entsteht die Regenwolke (Nimbus), welche gleichförmig dunkel, während ihres Heranziehens meist blauschwarz erscheint und Regen oder Gewitter bringt.[1])

Mass der Bewölkung; Tägliche und jährliche Periode der Bewölkung. Um die Grösse der Bewölkung zu bezeichnen, denkt man sich alle sichtbaren Wolken zusammengerückt und schätzt nun ab, wie viele Zehntel des ganzen über dem Horizont befindlichen Himmels durch dieselben verdeckt würden. Vollständige Bedeckung wird also durch die Zahl 10, vollkommene Wolkenlosigkeit durch 0 ausgedrückt. 39.

Die Bewölkung hat eine tägliche Periode, die in den tropischen Gegenden das ganze Jahr hindurch sehr deutlich, bei uns aber nur im Sommer ausgeprägt auftritt. Die Bewölkung nimmt am Vormittag zu, ist einige Stunden nach Mittag am stärksten und nimmt dann wieder ab, so dass die Nacht klarer ist als der Tag. Dies ist ohne Zweifel die Wirkung des zur warmen Tageszeit stattfindenden Emporsteigens dampfreicher Luft, wodurch die Bewölkung um Mittag vermehrt wird, und mit

---

[1]) Die oben gegebene Einteilung der Wolken rührt von Luke Howard hér und ist die bekannteste trotz ihrer Mängel. Eine spätere ist die von Poey, die hier noch kurz angedeutet werden mag:

1. Die trockene Wolke (Cirrus). Zarte, perlenartig glänzende weisse Wolkenfäden, gewöhnlich in einer Höhe von mehr als 1 deutschen Meile und nach der Richtung des Windes in die Länge gezogen.

2. Die Federwolke (Cirrostratus). Kleinere, dichtere und mehr verzweigte Wolkenfäden.

3. Fedrige Haufenwolke (Cirrocumulus). Kleine getrennte Wolkenbälle, ähnlich den Flocken gekrämpelter Wolle.

4. Deckenwolke (Pallio-cirrus). Das obere Lager eines ausgedehnten, dichten, langsam ziehenden Wolkenmantels, gebildet durch Feder- und Federschicht-Wolken; negativ elektrisch.

5. Regenwolke (Pallio-cumulus). Das tiefere Lager eines ausgedehnten dichten Wolkenmantels, gebildet durch Verdichtung und Anhäufung ungefrorener Dämpfe; positiv elektrisch, die unmittelbare Quelle des wirklich fallenden Regens; von der Region des Eis-Palliums (Pallio-cirrus) durch eine klare Luftschicht getrennt. Zwischen beiden Pallien bei Gewittern elektrische Entladungen.

6. Windwolke (Fracto-cumulus). Getrennte Bruchstücke des sich auflösenden Pallio-cumulus, von unbestimmter, unregelmässig und unendlich mannigfaltiger Form, rasch fortgeführt von dem tieferen Luftstrom, häufig in die eigentliche Haufwolke übergehend.

7. Die bergförmige Wolke (Cumulus). Getrennte Wolkenmassen mit einer bald mehr bald weniger horizontalen und geschichteten Basis, aufgethürmt zu berggipfelähnlichen Massen, entstehend durch aufsteigende Luftsäulen. (Näheres zur Charakterisierung der Poey'schen Wolkentypen s. Klein, Allg. Witterungskunde, Leipzig, Verlag von G. Freytag.)

dessen Nachlassen dieselbe sich vermindert. Manche Orte haben Abends und in der Nacht infolge der Abkühlung ein zweites Maximum der Bewölkung (hauptsächlich Nebel). Was die jährliche Periode betrifft, so sind in Europa die Wintermonate infolge der vorherrschenden warmen und feuchten südwestlichen Winde wolkenreicher als die Sommermonate mit ihren mehr westlichen Winden bei wärmerer Erdoberfläche. Die stärkste Bewölkung haben wir bei westlichen, die geringste bei östlichen Winden, weil die letzteren trockener sind als die ersteren.

40. **Örtliche Verschiedenheiten der Bewölkung.** Die lokalen Verschiedenheiten des Bewölkungsgrades sind sehr gross. Ein Gürtel starker Bewölkung umspannt die Erde in der Nähe des Äquators, entstehend infolge der starken Verdunstung und des Aufsteigens der Luft daselbst und sich im Laufe des Jahres etwas nach Norden und wieder nach Süden verschiebend. Reichlichere Bewölkung zeigt sich ferner überall da, wo wasserreiche Gebiete an solche mit grosser täglicher Temperaturamplitude grenzen, besonders an den Küsten und Inseln. In Europa finden wir daher im Jahresdurchschnitt die grösste Bewölkung im Westen und Nordwesten, von der Bretagne bis zum Nordkap (nach obiger Skala etwa 7); nach Südosten hin gegen das Innere des Kontinents nimmt sie ab und beträgt in Mittelrussland nur noch 5. Sehr gering ist die durchschnittliche Bewölkung an der Ostküste Spaniens. — Von erheblichem Einfluss sind auch die Gebirge. Durch diese werden ankommende Luftströmungen gezwungen, emporzusteigen, was bei ausreichender Dampfsättigung Wolkenbildung in der Höhe zur Folge hat. Senkt sich die Luftströmung jenseits des Gebirges wieder herab, so tritt Erwärmung und in gewisser Höhe (d. i. unterhalb der Kondensationsgrenze) Verdunsten der Wolkentröpfchen ein, so dass häufig die Umwölkung zunächst auf die Umgebung der Bergspitzen und Kämme beschränkt bleibt. Auf solche Weise entsteht die Wolkenkappe so vieler Berge, welche deshalb den Anwohnern als Wetterpropheten gelten, weil sie sich lange vorher in Wolken zu hüllen pflegen, ehe diese — bei weiterem Umsichgreifen der Dampfsättigung — sich auch über die Ebene ausbreiten.

IV. Niederschlag.

41. **Allgemeine Definition.** Alle Ausscheidungen atmosphärischen Wasserdampfes, welche in tropfbar flüssigem oder festem Zustand auf der Erdoberfläche auftreten, werden mit dem gemeinsamen Namen „Niederschlag" bezeichnet, mögen dieselben sich unmittelbar an den festen Gegenständen der Erdoberfläche bilden oder aus der freien Atmosphäre herabfallen; in den numerischen Daten über „Niederschlag" werden allerdings nur die letzteren berücksichtigt, da wir bis jetzt nur diese messen können.

Die verschiedenen Niederschlagsformen sind: Tau, Reif, Beschlag, Rauhfrost, Glatteis, Regen, Schnee, Hagel.

Tau; Reif. Wenn die Gegenstände der Erdoberfläche oder diese 42.
selbst bis unter den Taupunkt der sie berührenden untersten Luftschichten erkaltet sind, und dieser über dem Gefrierpunkt liegt, so wird durch die Abkühlung der berührenden Luft an den kalten Gegenständen — ähnlich wie an der Aussenwand einer mit kaltem Wasser gefüllten Flasche im warmen Zimmer oder auf der Kugel des Daniell'schen Hygrometers S. 39 — Wasserdampf kondensiert, welcher sich daselbst in Gestalt feiner Wassertröpfchen niederschlägt. Dieser vorzugsweise zur kälteren Tageszeit entstehende Niederschlag wird Tau genannt.[1])

Liegt der Taupunkt unter dem Gefrierpunkt, und ist in der kälteren Tageszeit der Erdboden oder dessen Bedeckung bis unter den Taupunkt abgekühlt, so nehmen ebendaselbst die kondensierten Wasserdämpfe feste Form an und bilden das, was man Reif nennt. Dass der Reif stets aus Eiskrystallen bestehe, wie bisher fast allgemein angenommen wurde, ist nach Assmanns mikroskopischen Untersuchungen nicht mehr zutreffend, vielmehr bilden sich häufig zuerst Tautröpfchen, die an den kalten Objekten nachher zu amorphem Eise erstarren.

Bedingungen für reichliche Tau- oder Reifbildung sind: reichlicher Wassergehalt der Luft und genügende Erkaltung der Erdoberfläche. Die Erkaltung ist am stärksten während der Nacht, wenn eine ungehinderte Wärmeausstrahlung stattfinden kann, also bei klarem Himmel und ruhiger Luft, und ist dann um so bedeutender, je grösser das Strahlungsvermögen und je geringer die Fähigkeit der Bodengegenstände ist, die an ihrer Oberfläche verlorene Wärme durch Zuleitung aus dem Boden zu ersetzen. Daher erfolgt die Taubildung besonders reichlich an den mit gut ausstrahlender Oberfläche und geringem Wärmeleitungsvermögen ausgestatteten Pflanzen, resp. auf mit solchen bedeckten Flächen wie z. B. Wiesen. Schon in geringer Höhe über dem Boden bleibt sehr häufig die Lufttemperatur über dem Taupunkt, während die den Boden bedeckenden Pflanzen stark betaut sind, oder diese zeigen sich bereift, während in

---

[1]) Der in dieser Weise zum „Tau" gewordene Wasserdampf soll nach John Aitken nicht, wie bisher als feststehend angesehen wurde, aus der Luft stammen, sondern aus dem Boden, der die Nacht hindurch in geringer Tiefe wärmer sei als die angrenzende Luft, und deshalb an diese durch Verdunstung Wasserdampf abgebe, solange die eigentliche Bodenoberfläche nicht auf den Taupunkt der Luft abgekühlt ist. Dieser Dampf sei es, der an dem stärker erkalteten Gras etc. zu Tau kondensiert werde. Aitken stützt diese Ansicht durch Versuche mit angestrichenen Metalltrögen, die verkehrt auf einen Grasplatz gestellt wurden, wobei sich zeigte, dass unter den Trögen in jeder Nacht stärkere Taubildung stattfand, als ausserhalb, wo der aufsteigende Dampf zum Teil durch Luftströmungen weggeführt werde, was unter den Trögen nicht möglich.

in einiger Höhe darüber die Temperatur nicht bis unter den Gefrierpunkt gesunken ist. Die Taubildung ist nicht auf die Abend- und Morgenstunden beschränkt, sondern kann zu jeder Zeit in der Nacht stattfinden, an schattigen Orten auch schon vor Sonnenuntergang. Überdachte oder beschirmte Flächen erhalten keinen Tau, weil die Beschirmung die freie Ausstrahlung gegen den kalten Weltraum verhindert, oder vielmehr, weil die untere Schirmfläche die Wärme grösstenteils wieder zurückstrahlt. Ganz in demselben Sinne wirken Wolken. Auch bei bewegter Luft (Wind) ist die Taubildung geringer als bei ruhiger Luft, weil der Wind die Pflanzen und den Boden immer mit neuen und weniger kalten Luftteilchen in Berührung bringt, und dadurch vor starker Erkaltung bewahrt.

Eine starke nächtliche Wärmeausstrahlung bei grossem Wassergehalt der Luft ist namentlich den tropischen Gegenden eigen, daher auch reichlicher Taufall daselbst. Küstenländer und Inseln sind ärmer an Tau, weil die nächtliche Abkühlung zu gering ist.

Ähnliche Bildungen wie Tau und Reif, aber in ihren Entstehungsbedingungen etwas von diesen abweichend, sind der sogenannte Beschlag, der Rauhfrost oder Rauhreif, und das Glatteis.

43. **Beschlag; Rauhreif.** Wenn kältere in wärmere Witterung umschlägt, und wärmere, feuchte Luft mit dem noch kalt gebliebenen Boden oder mit Pflanzen und anderen Gegenständen, die noch kalt aber nicht unter 0° kalt sind, in Berührung kommt, so zeigt sich auf diesen Objekten häufig ein wässriger Niederschlag, den man „Beschlag" nennt, und der in derselben Weise entsteht, wie der feuchte Beschlag aussen an einem Glas, welches mit kaltem Wasser gefüllt in ein wärmeres, dampfreiches Zimmer gebracht wird, durch Kondensation von Wasserdampf an dem kalten Objekt, indem dieses die berührende Luft bis auf ihren Taupunkt abkühlt. Vom „Tau" unterscheidet sich mithin der „Beschlag" nur dadurch, dass der Tau in der kälteren Tageszeit infolge der Strahlungserkaltung an frei strahlenden Körpern, der Beschlag aber unter den vorbezeichneten Bedingungen beim Witterungswechsel, also unabhängig von der Tageszeit und vom Fehlen einer Beschirmung entsteht.

In ähnlicher Beziehung wie der Tau zum Reif steht der Beschlag zum Rauhreif.

Der Rauhreif ist ein reifartiger Beschlag, der nach Assmann's mikroskopischen Untersuchungen nicht, wie man bisher annahm, stets und lediglich aus Eiskrystallen, sondern oft zum grösseren Teil oder auch ausschliesslich aus amorphen Eisklümpchen sich zusammen setzt, in einer derartigen Anordnung der letzteren, dass das Ganze, makroskopisch betrachtet, den Eindruck einer Krystallmasse hervorbringt, welche sich an Ecken und rauhe Oberflächen, besonders aber an die Zweige der Bäume häufig so reichlich ansetzt, dass

diese wie überzuckert erscheinen. Vom Reif unterscheidet sich der Rauhfrost hauptsächlich durch seine Entstehung, indem der Reif sich vorzugsweise in der kälteren Tageszeit, bei klarem Himmel und ruhiger Luft, an den der Ausstrahlung frei ausgesetzten Oberflächen, der Rauhfrost hingegen bei Nebel oder trübem, dunstigem Wetter und vorzugsweise auf der Windseite jedes Zweiges ansetzt, und in der Regel nach Perioden strengerer Kälte als Vorläufer milderer Witterung auftritt. Der Wind bei der Rauhfrostbildung ist gewöhnlich nur leicht, und der Ansatz gestaltet sich an den Zweigen derart, das auf der Luvseite (Windseite) ein aus Eispartikeln bestehendes Prisma aufsitzt, welches dem Wind entgegenwächst, während auf der abgewandten Seite (Leeseite) ein kleineres Prisma angesetzt wird.

Die Entstehung von Rauhreif erfordert, dass die Gegenstände jedenfalls unter 0° kalt sind, und dass die Luft viel Feuchtigkeit enthalte, je kälter die ersteren und je dunsterfüllter die letztere, desto günstiger sind die Bedingungen für die Bildung des Rauhreifs. Die Luft braucht jedoch nicht wärmer als die Gegenstände zu sein und erst durch abkühlende Berührung mit diesen zur Dampfausscheidung gezwungen zu werden, denn die Hauptmasse des Rauhfrostes entsteht, wie man neuerdings weiss, nicht auf diese Weise durch direkte Verdichtung von Dampf an den kalten Flächen, sondern durch Ansatz von herbeigewehten, bereits vorher *flüssigen* (teilweise auch von festen) Wasserteilchen. Flüssige Nebeltröpfchen können nämlich in freier Luft nachgewiesenermassen noch existieren bei Temperaturen bis 10° unter Null, ohne zu erstarren. Kommen dieselben aber mit einem festen Gegenstand von annähernd derselben Temperatur in Berührung, so erstarren sie sofort zu amorphen Eisträpfchen und bilden durch Aneinanderlagerung meist rundliche, verästelte, perlschnurförmige Stäbchen. Indess hat, namentlich bei sehr niedriger Temperatur, auch die direkte Verdichtung von Dampf an den kalten Flächen (Sublimation) und das Anfliegen von in der Luft schwebenden Eiskryställchen Anteil an der Bildung von Rauhreif; herrscht dieser Anteil vor, so erhält der Rauhreif — ebenso wie der Reif unter gleichen Umständen — eine krystallinische Struktur.

Glatteis. Glatteis entsteht durch Gefrieren einer auf beträchtlich unter 0° kaltem Boden aus wärmerer, dampfreicher Luft niedergeschlagenen Tauschicht, meistens jedoch und reichlicher durch Gefrieren eines feinen Regens auf ebensolchem Boden (oder Gegenständen). Diese Regentropfen sind grösser als die Nebeltröpfchen, welche (nach Assmann) die Hauptmasse des Rauhreifs liefern, und weniger als diese oder gar nicht überkältet, indem die Lufttemperatur bei Glatteisbildung sehr nahe bei 0° liegt. Die Glatteis bildenden Tropfen haben daher auf den getroffenen Gegenständen noch Zeit, sich flächenartig auszubreiten, ehe sie durch die **44.**

niedrige Temperatur der letzteren zum Erstarren gebracht werden, und bedecken nun deren Oberfläche gleichförmig wie eine durchsichtige gläserne Kruste, während die Rauhreiftröpfchen wegen ihrer meist starken Überkältung schon bei der ersten Berührung erstarren, ohne sich vorher auszubreiten.

45. **Regen.** Wenn in der freien Atmosphäre bei Temperaturen über 0^0 die Verdichtung von Wasserdampf, deren nächste Folge die Wolkenbildung ist, mit solcher Energie von statten geht, dass die entstandenen Nebelkügelchen rasch zu eigentlichen Tropfen anwachsen oder sich zu solchen vereinigen, so fallen diese vermöge ihrer Schwere gegen die Erde herab, es regnet oben, unten vorerst noch nicht, weil und so lange die zunächst noch kleinen Tropfen bei ihrem langsamen Fall, der sie unter zunehmenden Druck bringt und sie dadurch erwärmt, in den unteren Luftschichten wieder verdampfen; erst wenn die Luft bis zur Erdoberfläche herab mit Dampf soweit gesättigt ist, dass dieses Verdunsten nicht mehr möglich, gelangt der Regen bis zur Erde. Dieselben Ursachen also, welche zur Wolkenbildung führen, bewirken auch die Entstehung von Regen (oder Schnee), es kommt nur auf das Mass ihrer Wirksamkeit an.

Regenbildung kann also eintreten, wenn eine wärmere, fast dampfgesättigte Luftmasse sich mit einer kälteren mischt, ferner, wenn warme und feuchte Luft mit der kälteren Landoberfläche in Berührung tritt, wie an den Küsten häufig der Fall, z. B. an der europäischen Westküste in der kälteren Jahreszeit; endlich, wenn feuchte Luft aufsteigt in höhere Regionen der Atmosphäre.

Die letztgenannte Ursache ist die wirksamste, namentlich in der heissen Zone. Vielfach treten von den angeführten Fällen mehrere in Kombination auf. Von grossem Einfluss auf die Regenbildung sind die Gebirge, teils indem das Gebirge selbst lokale aufsteigende Luftbewegung veranlasst (worüber im II. Teil), teils und besonders dadurch, dass Gebirge allgemeine Luftströmungen, denen sie im Wege stehen, zwingen, an ihren Gehängen emporzusteigen, womit eine Abkühlung der Luft und häufig Kondensation des emporgeführten Wasserdampfes verbunden ist. Ausserdem wirken die Berggipfel vermöge ihrer durchschnittlich niedrigeren Temperatur abkühlend auf die Luft ein. Daher kommt es, dass in Gebirgen die Regenmengen um das mehrfache grösser ausfallen als in der Ebene. Gebirgszüge, welche gegen die Richtung der vorherrschend feuchten Winde annähernd senkrecht liegen, sodass sie diesen ein möglichst wirksames Hindernis darbieten, haben eine „nasse“ oder „Regenseite“ und eine „trockene Seite“. Die Niederschläge finden überwiegend auf der Windseite statt, weil dort das Aufsteigen der Luft erfolgt; auf der anderen Seite des Gebirges kommt deshalb die Luft dampfärmer und infolge der mit dem Herabsinken verbundenen Erwärmung auch relativ

trockener, also zur Abgabe von Niederschlägen weniger geneigt an. Dazu kommt, dass hier die ungehinderte Bestrahlung bei heiterem Himmel eine Erwärmung der Niederungen hervorruft, welche ebenfalls die Trockenheit vergrössert, wogegen auf der Luvseite Trübung, Niederschläge und Abkühlung herrschen. Alles dies wirkt dahin zusammen, die Luvseite zur „nassen“, die Leeseite zur „trockenen“ Seite zu machen, was natürlich nur relativ zu nehmen ist.

Der Regenfall nimmt mit der Höhe im Gebirge zu bis zu einer gewissen Höhe über dem Meere, von dieser an wieder ab. (Näheres hierüber und über den klimatischen Einfluss der Gebirge im II. Teil.)

Regenmessung. Die gefallene Regenmenge wird danach bemessen 46.
und bezeichnet, welche Höhe die Wasserschicht einnehmen würde, wenn das Regenwasser auf der vollkommen horizontal gedachten Bodenfläche die es trifft, stehen bliebe ohne irgend abzufliessen oder einzudringen oder zu verdunsten. Um diese Höhe, die Regenhöhe, zu bestimmen, bedient man sich des „Regenmessers“. Derselbe besteht aus einem runden oder viereckigen Blechgefäss, dessen obere, offene Fläche, die Auffangfläche, durch eine scharfe Kante begrenzt ist. Damit das hineingefallene Wasser nicht verdunste, befindet sich im Gefäss eine trichterförmige Scheidewand mit nach unten verengertem Trichterrohr, welches bis fast auf den Boden des Gefässes hinabreicht. In der so gebildeten unteren Abteilung des Regenmessers, welche mit der oberen nur durch das Trichterrohr in Verbindung steht, sammelt sich das Wasser an und kann, da das untere Rohrende sehr bald vom Wasser bedeckt wird, nur ganz wenig verdunsten. Die Messung wird vollzogen, indem man den Inhalt durch einen im Boden befindlichen Hahn in einen glässernen Messcylinder laufen lässt, dessen Teilung auf die Grösse der Auffangfläche bezogen ist, somit direkt die Niederschlagshöhe abzulesen gestattet. Beträgt die Auffangfläche 500 qcm[1]), so muss die Teilung des Messcylinders eine solche sein, dass der Raum zwischen je zwei Millimeterteilstrichen, wenn man ihn auf eine Fläche von 500 qcm verteilte, die Höhe von 1 mm einnehmen würde. Beträgt die innere Bodenfläche des Messcylinders z. B. 50 qcm, so müssen die Millimeterstriche desselben 1 cm von einander abstehen. Die Messgenauigkeit wird also bei Benutzung des Messcylinders weit grösser, als wenn man die Wasserhöhe im (unverengerten) Regenmesser selbst messen würde, um so grösser, je kleiner die Grundfläche des Messcylinders im Vergleich zur Auffangfläche des Regenmessers ist. Übrigens sind die Regenmesser in den verschiedenen Ländern nach Grösse, Form und Einrichtung sehr manigfaltig.

Um richtige Resultate zu erhalten, bedarf es grosser Sorgfalt, namentlich bei der Aufstellung des Regenmessers. Die Oberfläche muss

[1]) Beschluss des Wiener Meteorologenkongresses.

vollkommen wagrecht sein; zugige oder erhöhte oder solche Stellen, wo leicht Luftwirbel entstehen, sind zu vermeiden; Gegenstände, die den Regenmesser überragen, müssen wenigstens um das Doppelte ihrer Höhe entfernt sein; derselbe darf nicht so niedrig stehen, dass er eingeschneit werden kann, auch nicht zu hoch über dem Boden, weil die in einiger Höhe gesammelte Regenmenge kleiner ist als die am Boden aufgefangene. In letzterer Hinsicht empfiehlt deshalb der Wiener Meteorologenkongress die Aufstellung in 1,5 m Höhe über dem Boden und zwar auf einem Dreifuss aus Latten. Die Aufstellung auf Dächern oder Mauern oder selbst auf massiven Pfeilern führt zu abweichenden Resultaten, weil durch solche Unterstützungen der Wind aufgehalten und gebrochen wird, so dass er emporsteigt und die Regentropfen teilweise über den Regenmesser hinwegweht. Auf diese Wirkung des Windes an sich und seine Ablenkung durch jene Objekte glaubt man die überall zu beobachtende Thatsache zurückführen zu müssen, dass ein in grösserer Höhe über dem Erdboden (auf Kirchtürmen etc.) aufgestellter Regenmesser eine geringere Regenmenge ergiebt, als ein am Boden befindlicher.

47. **Schnee.** Unter denselben Bedingungen, unter welchen bei Temperaturen über Null ^{0} Regen entsteht, bildet sich unter Null ^{0} Schnee, also wenn durch rasche Kondensation atmosphärischen Wasserdampfes die zuerst entstandenen Eiskryställchen sich zu grösseren Aggregaten zusammenfügen und nun herabfallen. Der Schnee ist aus kleinen, sechsseitigen Krystallen zusammengesetzt, welche sich in der verschiedensten Weise zu regelmässigen sechsteiligen Figuren, meist zu sechsstrahligen Sternen gruppiert haben und so die manchfaltigsten und zierlichsten Formen bilden. Die eigentlichen (grösseren) Schneeflocken sind lose Zusammenhäufungen mehrerer Schneesterne. — Die Menge des als Schnee gefallenen Niederschlags wird ebenfalls mittelst des Regenmessers bestimmt, nachdem man den Schnee vorher geschmolzen hat. —

Wenn der Erdboden und die unteren Luftschichten wärmer als Null ^{0} sind, so schmilzt der Schnee entweder auf dem Boden oder schon beim Herabfallen; im letzteren Falle regnet es unten, während es oben schneit. Viele Gegenden der Erde haben im Meeresniveau niemals Schnee, viele Orte dagegen erhalten ihre Niederschläge nur in Form von Schnee, oder es fällt in der kalten Jahreszeit soviel Schnee, dass er in der wärmeren Jahreszeit nicht vollständig auftauen kann; solche Orte haben „ewigen Schnee“ (s. II. Teil). Bei uns tritt Schneefall meist bei mässiger Kälte ein, wenn im Winter nach kalten Ostwindperioden dampfreiche südliche bis westliche Winde einbrechen. Doch ist es eine irrige Ansicht, dass es bei grosser Kälte nicht schneien könne.

48. **Gletscher.** Wo infolge niedriger Temperatur die Niederschläge in Form von Schnee und reichlich genug stattfinden, und die Schneemassen

lange liegen bleiben, wie auf hohen Gebirgen, in den sogenannten Firnmulden, wird der Schnee dadurch, dass er oberflächlich durch die Sonne geschmolzen wird, und das einsickernde Schmelzwasser bei Nacht wieder gefriert, allmählich in eine locker gefügte, körnige Eismasse, den sogenannten Firn, verwandelt. Dabei werden die unteren Schichten, auf welchen der Druck der oberen Massen lastet, durch diesen Druck zum Teil geschmolzen, das Schmelzwasser bewegt sich nach der Seite, wohin der Boden der Mulde geneigt ist und zum Thal sich verengt, und verwandelt sich ausserhalb und überall wo es keinem Überdruck ausgesetzt ist, so in den kleinen Hohlräumen zwischen den Firnkörnern, wieder in Eis. Durch starken Druck wird nämlich die Schmelztemperatur des Eises erniedrigt, d. h. es wird durch solchen schon bei Temperaturen unter Null ^{0} zum Schmelzen gebracht, erstarrt aber nach Aufhören des Druckes wieder, da das Schmelzwasser kälter als Null ^{0} ist. Dieser Vorgang wird mit dem Namen „Regelation" (Wiedergefrieren) bezeichnet. So entstehen gegen den Grund des Firns durch Schmelzung und Verkittung grössere, klare, unregelmässig gestaltete, eng aneinandergefügte Eiskörner, das sogenannte Gletschereis, welches also nicht kompakt wie das Flusseis, sondern von zahllosen Spalten durchsetzt ist. Dieses infolge seiner eigentümlichen Struktur gleichsam gelenkige, plastische Eis wird nun thalwärts fortbewegt, teils durch seine eigene Schwere, teils durch den Druck der darauf lastenden, nachdrängenden Massen, wobei wiederum die Regelation eine Rolle spielt, indem Hindernisse, die der Eisstrom nicht fortzuschieben, auch nicht vermöge seiner Gelenkigkeit zu passieren vermag, dadurch umgangen werden, dass durch die dort entstehende Pressung eine Schmelzung eintritt, das Schmelzwasser das Hindernis passiert und nach Aufhören der Pressung wieder gefriert. So fliesst der Eisstrom, Gletscher genannt, langsam thalwärts (der Aargletscher z. B. legt jährlich etwa 70 m zurück), im Sommer rascher als im Winter, und wird an seinem unteren Ende abgeschmolzen, von wo dann ein Bach oder Fluss seinen Ursprung nimmt. Das untere Ende des Gletschers befindet sich natürlich an dem Punkt, wo gerade so viel Eis abschmilzt als von oben in der gleichen Zeit nachgeschoben wird, daher reicht derselbe im Winter weiter ins Thal hinab als im Sommer. In den Polargegenden reichen die Enden der Gletscher vielfach bis weit ins Meer hinein, werden schliesslich durch den Auftrieb des Meerwassers oder durch den Anprall der Wellen abgebrochen und als schwimmende Eisberge durch Meeresströmungen oft bis in sehr niedrige Breiten hinabgetrieben.

Graupeln, Hagel, Schlossen. Graupeln stellen kleine, rundliche, 49.
trübe, nicht sehr harte Eiskörner ohne konzentrische Schichtung, oder dicht zusammengeballte Schneekügelchen dar, die besonders im Frühjahr und im Winter fallen. Der Hagel bildet runde oder rundliche Körner festen

Eises von glatter oder rauher Oberfläche, meist mit konzentrischen Schichten aus klarem und trübem, hartem und weichem Eise und einem trüben Kern, zuweilen auch Körner von strahliger Struktur. Ihre Temperatur ist zu — 0,5 bis — 4^0 und darunter gefunden worden; ihre Grösse ist gewöhnlich die der Erbsen oder der Haselnüsse, oft sind sie aber weit grösser. Die sehr grossen Hagelkörner pflegt man Schlossen zu nennen.

Der Hagel ist eine im Ganzen seltenere Niederschlagsform. Am häufigsten ist dieses Phänomen in der gemässigten Zone, es fehlt aber auch in der heissen Zone nicht; im äquatorialen Südamerika tritt es nur in grösserer Höhe auf. Von mittleren Breiten aus gegen die Pole hin wird der Hagel eine immer seltenere Erscheinung. Lokale Einflüsse sind ganz besonders massgebend, der Hagel entladet sich fast immer strichweise, und in jeder Gegend liegt neben den Hagelstrichen Land, welches selten von Hagelschlag heimgesucht wird. Im Gebirge hagelt es häufiger als in der Ebene und im Mittelgebirge häufiger als im Hochgebirge. — Der Hagel entsteht meist im Sommer, unter Bedingungen, welche lokal ein rasches Emporführen dampfreicher Luft in grosse Höhen veranlassen, und ist in der Regel von Gewittern begleitet. Hagelfall ist bei Tag häufiger als bei Nacht; gewöhnlich währt er nur wenige Minuten, selten $^1/_4$ Stunde lang.

Die Hagelfallshäufigkeit zeigt einen bemerkenswerten Gleichlauf mit der Gewitterhäufigkeit. Nach den (achtjährigen) Beobachtungen in Bayern tritt das absolute Maximum der Hagelfallshäufigkeit zu Ende des Frühjahrs ein, sekundäre Maxima bestehen ferner im März und November; ähnlich verhält es sich mit der Gewitterhäufigkeit. Der tägliche Gang ist bei beiden derselbe, das Maximum fällt auf den Nachmittag, und ein zweites, schwächeres auf die Morgenstunden. Über die eigentliche Entstehungsursache des Hagels ist man noch nicht einig. Es ist eine ganze Anzahl von Hageltheorien aufgestellt worden, deren hier nur eine angeführt werden soll. Diese gründet sich auf die bekannte Thatsache, dass flüssiges Wasser unter Umständen weit unter 0^0 erkalten kann, ohne zu erstarren, dass jedoch das Erstarren plötzlich und durch die ganze Masse eintritt, wenn dieselbe mit einem Eisstückchen oder einem Schneekrystall berührt (oder wenn sie erschüttert) wird. Es ist demnach möglich, dass auch die Wassertröpfchen einer Wolke weit unter den Gefrierpunkt erkalten können, ohne dass Eisbildung eintritt. Gelangen nun aus höheren Schichten, wo die Wolken aus Eiskryställchen bestehen, Eisteilchen oder Graupelkörner (welche letztere durch Zusammenballen aus ersteren entstehn) in die überkaltete Wolke, so bildet sich um jedes derselben augenblicklich eine Eismasse, welche, wenn die Wolke aus wasserreicheren und -ärmeren Lagen besteht, sich aus mehreren konzentrischen Schichten zusammensetzen kann.

V. Luftdruck.

Änderung des Luftdruckes mit der Höhe. Die Luftteilchen, welche in ihrer Gesamtheit die unsere Erde umgebende Atmosphäre ausmachen, haben, wie die Teilchen aller gasförmigen Körper, das Bestreben, sich möglichst weit von einander zu entfernen, welches Bestreben man als Spannkraft bezeichnet. Dieselben würden sich also unter dem Einfluss dieser Kraft, wenn diese allein auf sie wirkte, in den Weltraum zerstreuen. Hieran werden sie dadurch verhindert, dass sie der Schwere unterworfen sind, d. h. von der Erde angezogen werden. Die Spannkraft oder das Ausdehnungsbestreben der Luft äussert sich nun dadurch, dass die Luft auf alle Gegenstände, mit welchen sie in Berührung kommt, einen Druck ausübt, und dass selbst jedes einzelne Luftteilchen wieder gegen die anderen drückt, welche es umgeben. Dieser, von der Spannkraft der Luft herrührende Druck ist (unter sonst gleichen Umständen) um so grösser, je enger die Luftteilchen aneinander gepresst sind, d. h. je mehr Luft in einer bestimmten Raumgrösse enthalten, mit anderen Worten je dichter die Luft ist. Die Dichtigkeit muss aber in den untersten Luftschichten am grössten sein und nach oben hin immer mehr abnehmen. Denn da die Luft von der Erde angezogen wird, mithin Gewicht hat, so lastet auf jeder Luftschicht das Gewicht der darüber lagernden Luftmasse; dieses Gewicht äussert sich als Druck auf die darunter befindliche Luft und presst deren Teilchen näher zusammen: diesem Zusammendrücken wird eine Grenze gesetzt durch die in entgegengesetztem Sinne wirkende Spannkraft, welche mit dem Dichterwerden der Luft zunimmt, und ein Gleichgewicht tritt ein, wenn der Spannkraftsdruck in einer Luftschicht ebenso gross ist, wie das Gewicht der darüber lagernden Luftmasse. 50.

Die Höhe der drückenden Luftsäule und somit auch deren Gewicht ist im Meeresniveau grösser als an höher gelegenen Orten, daher auch die Dichtigkeit und die Spannkraft oder der Druck der Luft. Mit der Erhebung über das Meeresniveau nimmt der Luftdruck ab, aber in rascherem Verhältnis als die Erhebung zunimmt (die Luftdruckabnahme erfolgt in geometrischer Progression, wenn die Höhe in arithmetischer Progression zunimmt), weil mit der Erhebung nicht nur die Höhe der drückenden Luftsäule geringer wird, sondern auch die Dichtigkeit der drückenden Luftsäule selbst, also das Gewicht der Raumeinheit der letzteren, nach oben hin immer mehr abnimmt.

Wenn wir demnach z. B. $^1/_{10}$ der Höhe der Atmosphäre erstiegen hätten, so betrüge dort der Luftdruck nicht $^9/_{10}$ desjenigen im Meeresniveau, sondern weniger, denn mit diesem Emporsteigen hätten wir von der im Meeresniveau auf uns lastenden Luftsäule das dichteste und schwerste Ende abgeschnitten und somit weit mehr als $^1/_{10}$ des vollen Luftdrucks

unter uns gelassen, da die noch über uns befindlichen $^9/_{10}$ der ganzen Luftsäule, wegen der Abnahme der Dichtigkeit nach oben, aus dünnerer Luft bestehen und deshalb einen geringeren Druck als $^9/_{10}$ desjenigen im Meeresniveau auf uns ausüben.

Da die Gesetze der Luftdruckabnahme mit der Höhe bekannt sind, so lässt sich aus der Luftdruckdifferenz zweier nahe gelegener Orte von verschiedener Seehöhe auf deren Höhendifferenz schliessen, und umgekehrt kann man für jede Höhe den Luftdruck berechnen. So hat man gefunden, dass in der Höhe von 8 geographischen Meilen der Luftdruck nur $^1/_{760}$ von demjenigen im Meeresniveau beträgt, und dass dasjenige, was von Luft über die Höhe von 10 bis 12 geographischen Meilen hinausgeht, nur noch einen verschwindenden Bruchteil der Atmosphäre ausmachen kann. Man pflegt daher ihre Höhe zu 10 bis 12 geographischen Meilen, d. i. etwa $^6/_{1000}$ des Erddurchmessers, anzunehmen.

51. **Messung des Luftdruckes.** Zur Messung des Luftdruckes dient das Barometer. Durch dieses Instrument wird ermittelt, wie hoch eine vertikale Quecksilbersäule sein muss, damit sie imstande ist, vermöge ihres Gewichtes dem Druck einer Luftsäule das Gleichgewicht zu halten, welche dieselbe Grundfläche wie die Quecksilbersäule hat, und deren Höhe sich von dem unteren Ende der Quecksilbersäule bis zur oberen Grenze der Atmosphäre erstreckt. Eine solche Quecksilbersäule würde man erhalten, wenn man eine nicht ganz 1 m lange, nicht zu enge, oben geschlossene, vollständig luftleer gemachte Glasröhre mit dem unteren, offenen Ende vertikal in Quecksilber eintauchte; durch den Druck der auf der Quecksilberoberfläche lastenden Luft würde das Quecksilber in der luftleeren Röhre emporgetrieben, und diese bis zu solcher Höhe davon erfüllt, dass der Druck, welchen die das Niveau im untergesetzten Gefäss überragende Quecksilbersäule auf ihre Grundfläche ausübte, gleich wäre dem Druck, den auf dieselbe Grundfläche eine von da bis zur oberen Grenze der Atmosphäre sich erstreckende vertikale Luftsäule ausübt. Zur praktischen Ausführung des Versuchs füllt man eine Röhre wie die beschriebene, ohne sie erst luftleer zu machen, ganz mit Quecksilber an,[1]) taucht das offene Ende mit dem Finger verschlossen unter Quecksilber und stellt nun unter Wegziehen des Fingers die Röhre vertikal; dabei fliesst ein Teil des Quecksilbers aus der Röhre aus, der grössere Teil bleibt, durch den Luftdruck getragen, darin, und die Höhe der restierenden Quecksilbersäule vom äusseren Niveau aus gerechnet, ist dieselbe wie die, welche im vorigen Falle gefunden würde. Diese Höhe oder der Vertikalabstand der Quecksilberkuppe im Rohr von der Oberfläche des Quecksilbers im

[1]) Wenn es sich um genaue Messungen bezw. Herstellung wirklicher Barometer handelt, muss behufs vollständiger Entfernung der Luft und Feuchtigkeit aus der gefüllten Röhre das Quecksilber in derselben ausgekocht werden.

Gefäss wird die Barometerhöhe genannt. Sie beträgt im Meeresniveau im Mittel etwa 760 mm, und da in diesem Falle der Druck einer 760 mm hohen Quecksilbersäule auf ihre Grundfläche dem Druck der Luft auf dieselbe Fläche das Gleichgewicht hält, so sagt man, der Luftdruck betrage 760 mm. Dies ist der sogenannte normale Atmosphärendruck. Da eine Quecksilbersäule von der angegebenen Höhe und 1 qcm Grundfläche 76 ccm Quecksilber enthält, und 1 ccm desselben 13,59 g wiegt, so drückt jene Säule auf ihre Grundfläche mit einem Gewicht von etwa 1,033 kg. Dieser Druck repräsentiert somit auch den Druck der Luft bei obigem Barometerstand auf jedes Quadratcentimeter Fläche.

Bei jedem Quecksilberbarometer, so verschiedene Konstruktionen dasselbe im Übrigen auch erhalten hat, müssen gewisse Bedingungen erfüllt sein, wenn richtige und genaue Anzeigen damit erzielt werden sollen. Das Quecksilber, sowie das Glasrohr inwendig, muss vollkommen rein, der Raum über dem Quecksilber in der Röhre gänzlich luftleer sein, das Rohr darf wegen der Kapillardepression nicht zu eng sein, Rohr und Skala müssen senkrecht stehen (da bei einer Neigung die Quecksilbersäule länger wird), die Skala muss eine genaue Messung des Höhenabstandes der beiden Quecksilberoberflächen gestatten.

Da das Quecksilber sich beim Erwärmen ausdehnt, so dass eine gleichschwere vertikale Säule desselben bei höherer Temperatur höher ist als bei niedrigerer, so reduziert man die Barometerstände, um sie direkt vergleichbar zu machen, durchweg auf 0°, d. h. man berechnet die Höhe, welche die bei der Beobachtungstemperatur gemessene, den Luftdruck ersetzende Quecksilbersäule bei Null° haben würde.

Ausser durch Quecksilberbarometer kann man den Luftdruck auch messen, indem man ihn auf den elastischen Deckel einer luftleeren Metalldose wirken lässt, dessen Eindrückung durch ein Hebel- und Räderwerk einen Zeiger bewegt, derart, dass dieser durch steigenden Druck nach rechts, durch abnehmenden Druck nach links gedreht wird und auf einem geteilten Zifferblatt, dessen Teilung durch Vergleichung mit dem Quecksilberbarometer hergestellt ist, den Luftdruck angiebt. Solche Instrumente, die man Aneroidbarometer nennt, müssen immer wieder durch Vergleichung mit einem guten Quecksilberbarometer („Normalbarometer“) kontrolliert werden.

Nicht nur mit der Höhe über dem Meeresniveau ändert sich der Luftdruck, sondern auch an einem und demselben Orte ist der Barometerstand veränderlich. Die praktische Meteorologie hat nun ein grosses Interesse, die gleichzeitigen Barometerstände verschiedener Orte zu kennen, um sie zu vergleichen; zu diesem Zweck muss aber der Einfluss der verschieden hohen Lage der Beobachtungsorte eliminiert werden, man reduziert daher sämtliche Beobachtungen auf das Meeresniveau, giebt also nicht den abgelesenen und auf 0° reduzierten Barometerstand

an, sondern den Wert, welchen dieser nach den Gesetzen der Luftdruckänderung mit der Höhe haben würde, wenn der Beobachtungsort im Meeresniveau läge. Sowohl zu dieser Reduktion wie zu der auf 0° hat man Tabellen, aus welchen direkt zu ersehen ist, wieviel man (bei Temparaturen über 0°) von der Millimeterzahl des abgelesenen Barometerstandes subtrahieren muss, um denselben für 0° zu finden, desgleichen wie viel man diesem hinzuaddieren muss, um für einen Ort von bekannter Seehöhe den Barometerstand im Meeresniveau zu erhalten[1]).

52. **Tägliche Periode des Luftdruckes.** Der Luftdruck zeigt an den meisten Orten im Laufe des Tages eine Doppelschwankung, zwei Maxima und zwei Minima. Die Maxima treten etwa um 10 Uhr Morgens und Abends, die Minima gegen 4 Uhr Morgens und Abends ein. Das Barometer steigt von Morgens etwa 4 Uhr an bis gegen 10 Uhr Vormittags, fällt dann bis etwa 4 Uhr Nachmittags, steigt wieder bis Abends ungefähr 10 Uhr und fällt hierauf bis gegen 4 Uhr Morgens.

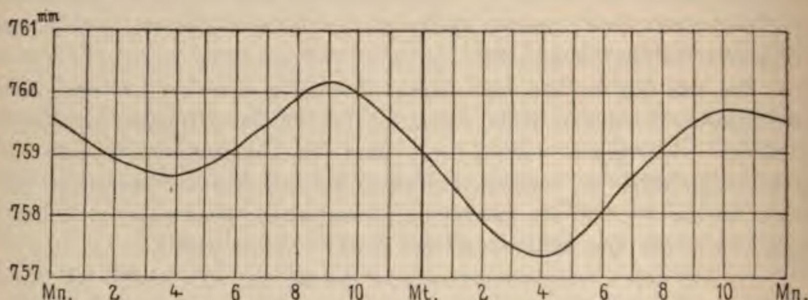


Fig. 6. Täglicher Gang des Luftdruckes zu Batavia.

Diese täglichen Schwankungen sind am grössten und regelmässigsten in den tropischen Gegenden, wo ihr Wert gegen 3 mm beträgt; sie werden geringer mit zunehmender geogr. Breite, und verschwinden in den Polarländern fast gänzlich; sie sind im Binnenland, in der Tiefe und im Sommer grösser als an den Küsten, in der Höhe und im Winter, fast immer bei trockener Atmosphäre grösser als bei feuchter und im allgemeinen in demjenigen Monat am grössten, welcher höchste Temperatur mit grösster Trockenheit verbindet. Im Winter rücken die Termine der Maxima und Minima dem Mittag etwas näher als im Sommer. In unseren Breiten ist der tägliche Gang des Barometerstandes im Ganzen sehr unregelmässig, und es sind längere Beobachtungen (mittelst der registrierenden Barometer) erforderlich, um in den Mittelwerten für die verschiedenen Tages-

[1]) Diese Additionszahl ist um so grösser, je höher der Ort liegt, je grösser der abgelesene Luftdruck, und je niedriger die Temperatur ist.

stunden jene periodischen Schwankungen zu erkennen; dieselben betragen nur Bruchteile eines Millimeters. Die Änderung während der Nacht ist kleiner als diejenige bei Tag.

Die Ursache der täglichen Doppelperiode des Luftdruckes muss ohne Zweifel in der Sonnenwirkung gesucht werden. Wenn die Luft über einer Bodenstrecke erwärmt wird, so steigert sich ihr Ausdehnungsbestreben; dadurch würde, wenn sie sich nicht ausdehnen könnte, der Luftdruck vergrössert; sie dehnt sich aber aus und zwar, da unten der Boden und seitlich die benachbarten Luftmassen Widerstand leisten, nach oben hin, indem sie in einzelnen Partien aufsteigt, wofür zwar andere herabsinken, die aber gleichfalls erwärmt und dann emporgehoben werden, kurz, es wird durch diese Erwärmung und Auflockerung der unteren Luftschichten der Luftdruck in der Höhe grösser als in derselben Höhe über weniger erwärmten Gebieten, und dorthin fliesst Luft in der Höhe ab. Dadurch muss unten über der erwärmten Fläche, da nun weniger Luft auf ihr lastet, der Luftdruck geringer werden. Das Umgekehrte muss bei einer Abkühlung eintreten. So würde eine einfache tägliche Periode des Luftdruckes entstehen, mit einem Maximum zur Zeit der niedrigsten, einem Minimum zur Zeit der höchsten Tagestemperatur. Dass der thatsächliche Gang des Luftdrucks ein anderer ist, dass er eine Doppelperiode aufweist, dies hat man auf den Einfluss des Wasserdampfes zurückzuführen gesucht. Mit steigender Temperatur wächst die Verdunstung; der entwickelte Wasserdampf drückt gleichfalls auf das Quecksilber im Barometer, und muss daher, falls er keine Luft verdrängt, das Barometer steigen machen. Durch Überwiegen dieses Einflusses würde sich das vormittägliche Steigen des Barometers erklären, durch Stärkerwerden der vorerwähnten Ausdehnung und des Abflusses der Luft in der Höhe das später eintretende Sinken des Luftdruckes. Umgekehrt wird gegen Abend beim Erkalten die Luft dichter, das Barometer steigt. Während der Nacht pflegt der Wasserdampf teilweise kondensiert zu werden, wodurch der gesamte, durch das Barometer angezeigte Druck um einen der kondensierten Dampfmenge entsprechenden Betrag vermindert wird, daher das Sinken des Barometers bis gegen Morgen. Eine durchaus befriedigende, für alle Fälle und Orte passende Erklärung der Barometerschwankung ist noch nicht gefunden.

Jährliche Periode. Die jährliche Periode des Luftdruckes, 53.
wie sie sich aus den mittleren Barometerständen der 12 Monate ergiebt, ist in verschiedenen Gegenden sehr verschieden. Die grössten und regelmässigsten Änderungen des Luftdrucks im Laufe des Jahres machen sich über den grossen Kontinenten geltend, derart, dass derselbe im Winter am höchsten, im Sommer am niedrigsten ist (Fig. 7, Kurve L). Im Innern Asiens steigt die jährliche Amplitude bis auf 18 mm. Dieser

jährliche Gang des Luftdruckes und die grosse Amplitude ist bedingt durch die starke Erwärmung im Sommer, welche die Luft ausdehnt und in der Höhe nach weniger erwärmten Gebieten hin zum Abfluss bringt, sowie durch die starke Erkaltung im Winter, welche bewirkt, dass die Luft dichter wird und sich mehr herabsenkt, so dass in der Höhe Zufluss von Luft aus weniger erkalteten Gebieten stattfindet. — Über den Ozeanen ist im allgemeinen die jährliche Veränderung nicht gross und ebenso wie an den Küsten nicht sehr regelmässig, indem dort solche Temperaturgegensätze zwischen Sommer und Winter, wie sie dem Innern der grossen

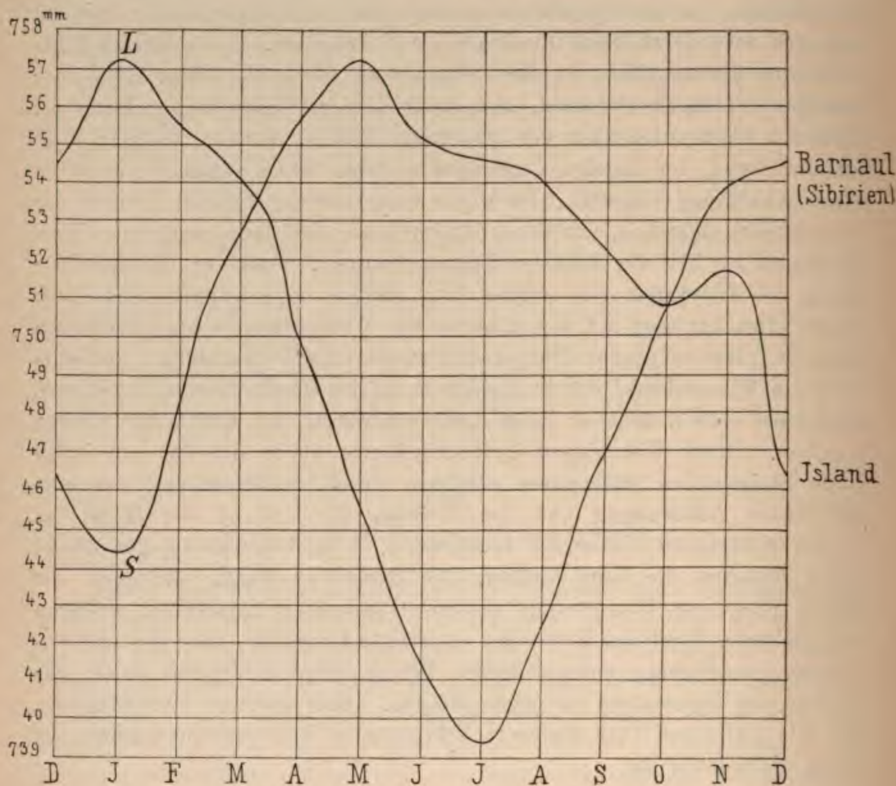


Fig. 7. Jährlicher Gang des Luftdrucks zu Stykkisholm (Island) und zu Barnaul (Sibirien).

Kontinente eigen sind, sich nicht ausbilden, überhaupt der Luftdruck, wie wir später sehen werden, manchfachen nichtperiodischen Änderungen unterworfen ist. Eigentümlich ist der jährliche Gang des Luftdruckes im nordwestlichen Island (Fig. 7, Kurve S), woselbst dieser im Mai seinen höchsten, im Januar seinen niedrigsten Wert aufweist. Dies steht im Zusammenhang damit, dass dort fast das ganze Jahr hindurch (am

wenigsten im Frühjahr) zahlreiche barometrische Depressionen, von denen weiterhin die Rede sein wird, vorüberziehen. Einen ähnlichen Gang des Luftdrucks wie Island weist der nördliche Teil des stillen Ozeans zwischen Kamtschatka und Nordamerika auf.

Isobaren; durchschnittliche Verteilung des Luftdruckes über die Erde. Verbindet man auf einer Erdkarte die Orte durch Linien mit einander, welche gleichen (auf 0° und Meeresniveau reduzierten) Luftdruck haben, so erhält man eine Isobarenkarte. Die beiden Karten (Tafel VI u. VII) stellen die Isobaren der extremen Monate Januar und Juli dar, d. h. also, es sind die Orte durch Linien verbunden, welche in dem betreffenden Monat gleichen mittleren Luftdruck[1]) haben. Diese Linien zeigen in ihrem Verlaufe gewisse Regelmässigheiten, zwar nicht in dem Sinne wie die Isothermen und etwa die Linien gleichen Dampfdruckes, deren Werte vom Äquator aus (wenn auch nicht gleichmässig) gegen die Pole abnehmen und die somit einen allgemeinen Unterschied zwischen Pol und Äquator illustrieren, sondern insofern, als für ihren Verlauf bis zu einem gewissen Grad die Verteilung von Wasser und Land über die Erdoberfläche massgebend ist. In der wärmeren Jahreszeit ist (§ 18 und ff) das Land wärmer als das Wasser, in der kälteren Zeit ist umgekehrt das Wasser wärmer als das Land; über der jeweils wärmeren Fläche ist im allgemeinen (wegen der durch die Wärme bewirkten Auflockerung der Luft) der Luftdruck kleiner als über der kälteren Fläche, daher finden wir im Januar auf der nördlichen Halbkugel hohen Luftdruck über den Kontinenten, niedrigen über den Meeren, auf der südlichen Halbkugel das entgegengesetzte Verhältnis; im Juli dagegen herrscht auf der nördlichen Halbkugel hoher Luftdruck über den Meeren, niedriger über den Kontinenten, auf der südlichen umgekehrt. Indess gilt diese Druckverteilung keineswegs durchaus, namentlich zeigen sich wichtige Abweichungen zwischen dem 40° nördlicher und südlicher Breite. Der Luftdruck nimmt, wenigstens über den Meeren, vom Äquator an bis in die Gegend zwischen dem 30. und 40.° nördlicher und südlicher Breite in allen Jahreszeiten etwas zu und von da gegen die Pole hin im allgemeinen wieder ab, derart, dass beide Halbkugeln in jenen Breiten bleibende Zonen höheren Luftdruckes aufweisen. Von diesen wird noch die Rede sein. Bemerkenswert sind auch zwei (besonders in der kälteren Jahreszeit) konstante Gebiete niedrigen Luftdruckes. Das eine liegt im nördlichen atlantischen Ozean zwischen Island und dem Kap Farewell (Grönland), das andere im nördlichen grossen Ozean zwischen Alaska und Kamtschatka. 54.

Isobaren eines gegebenen Zeitpunktes. Von grösserer Wichtigkeit als die Monatsmittel des Luftdrucks sind für die ausübende Witterungskunde die Barometerstände eines bestimmten Augenblicks, gemessen an 55.

[1]) In Rücksicht auf die mit der geographischen Breite sich ändernde Intensität der Schwere sind alle Luftdruckwerte auf den 45. Br. Grad reduziert.

möglichst vielen, ihre Beobachtungen telegraphisch an eine Centralstation übermittelnden Orten. Die hiernach angefertigten Isobarenkarten eines bestimmten Zeitpunktes vermögen wichtige Aufschlüsse über die derzeitige Wetterlage im Beobachtungsgebiet zu geben, da die Druckverteilung mit der Wetterlage aufs engste verknüpft ist. Von besonderem Interesse sind in dieser Hinsicht die wechselnden und wandernden Gebiete hohen und niedrigen Luftdrucks, d. h. solche, in welchen der Luftdruck höher oder niedriger ist als ringsumher. Gebiete hohen Luftdrucks pflegt man als barometrische Maxima, solche niedrigen Druckes als barometrische Minima zu bezeichnen. Der Verlauf der Isobaren um ein Maximum ist derselbe wie um ein Minimum; es sind geschlossene, in einander geschachtelte Kurven, die das Maximum oder Minimum umschliessen; der Unterschied liegt darin, dass ihre Werte beim Maximum von aussen nach innen zunehmen, beim Minimum abnehmen. (Näheres in den folgenden Kapiteln.)

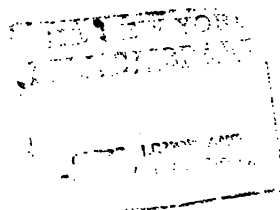
VI. Bewegung.

56. **Bezeichnung und Bestimmung der Windrichtung.** Luftbewegungen nennen wir Winde, wenn dieselben in horizontaler (oder doch in annähernd horizontaler) Richtung erfolgen und uns dadurch fühlbar werden; vertikal auf- oder abwärts gerichtete Luftbewegungen werden nicht als Wind empfunden. Die Richtung des Windes wird nach der Himmelsgegend bezeichnet, aus welcher der Wind kommt, also nach den 8 Hauptstrichen des Kompasses: N, NE,[1]) E, SE, S, SW, W, NW, und nach den Zwischenstrichen: NNE, ENE, ESE, SSE, SSW, WSW, WNW, NNW. Zur Bestimmung der Richtung dient die Windfahne oder ein Wimpel, welche Vorrichtungen möglichst hoch und frei angebracht sein müssen; die Windfahne muss so leicht als irgend möglich drehbar sein, ihr Schwerpunkt in der Drehungsaxe liegen, und diese vertikal stehen, wenn schwache Winde noch richtig angezeigt werden sollen. Auch die schwächsten Winde können noch durch die Bewegung des aus Schornsteinen aufsteigenden Rauches beobachtet werden. Die Windrichtung in den höheren Luftregionen erkennt man am Zuge der oberen Wolken.

57. **Windstärke.** Zur Kennzeichnung des Windes ist ausserdem noch die Angabe seiner Geschwindigkeit erforderlich. Zur Messung derselben ist das Robinson'sche Anemometer das gebräuchlichste Instrument. Dasselbe besteht aus einem horizontalen, um eine vertikale Axe leicht drehbaren rechtwinkligen, gleicharmigen Kreuz, an dessen 4 Enden je eine halbkugel-

---

[1]) In der Meteorologie wird, namentlich aus Rücksicht auf die praktische Witterungskunde, für Ost nicht O gesetzt, sondern E (vom englichen East), weil der Buchstabe O leicht mit der Zahl Null verwechselt werden kann.





Verlag von Paul Parey in Berlin SW,10 Hedemannstr.

Isobaren und V

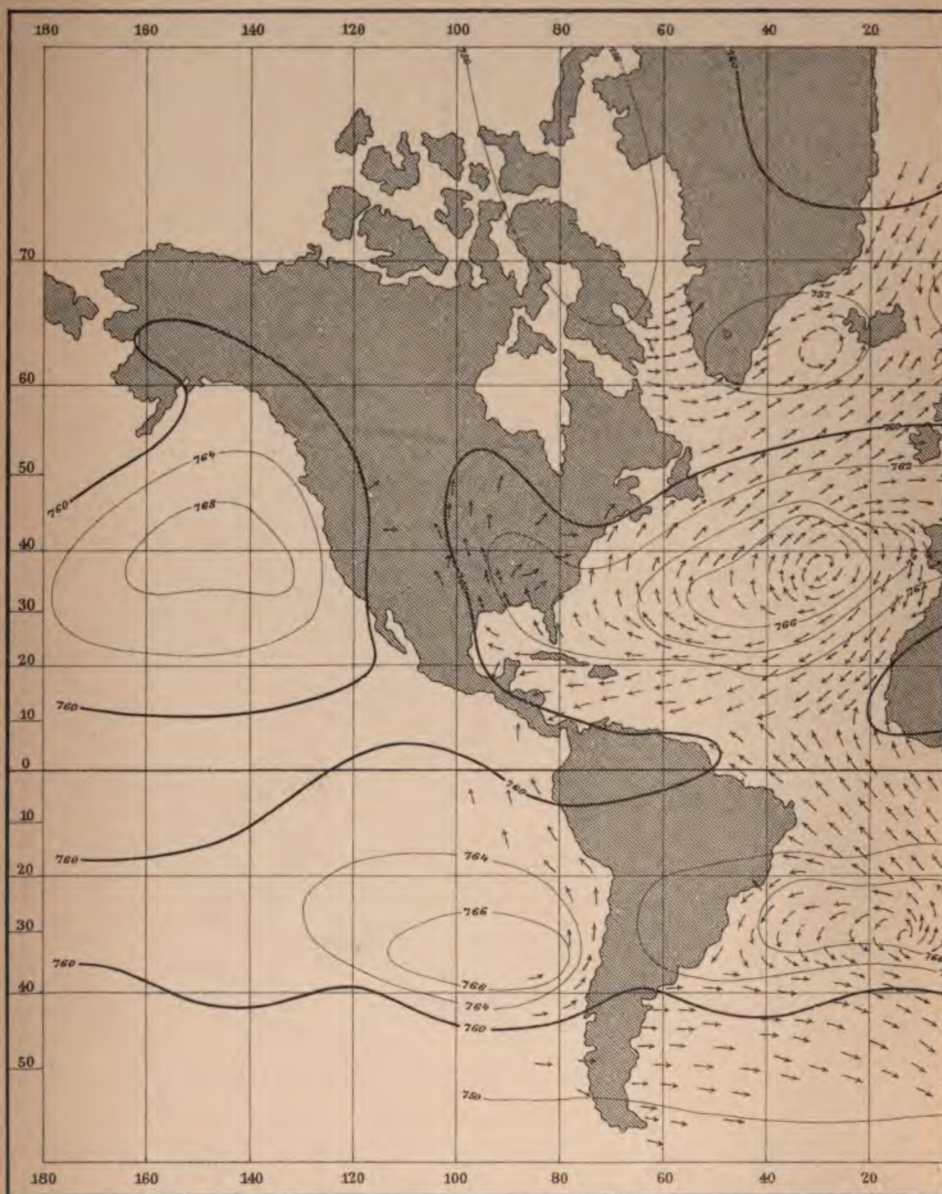
(nach

Tafel VI.



Winde im Januar.

(…h Hann)



Verlag von Paul Parey in Berlin SW, 10 Hedemannstr.

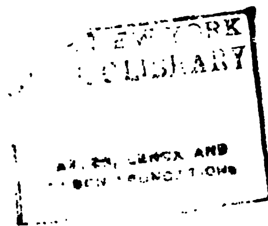
Isobaren un

(nac

Tafel VII.



Winde im Juli.
Hann)



förmige Schale aufrecht, d. h. mit der offenen Seite dem Horizont zugekehrt, angebracht ist, und zwar derart, dass, wenn die vier Arme nach Nord, Ost, Süd, West stehen, die offene Seite der Schale des zur Zeit südlichen Arms nach Osten, die des westlichen nach Süden, die des nördlichen nach Westen, die des östlichen nach Norden gerichtet ist. Woher nun der Wind auch wehen mag, so trifft er immer eine bew. zwei Schalen, die ihm ihre Öffnung mehr oder weniger voll zukehren; in diesen fängt er sich, während er an den ihm zugekehrten gewölbten Seiten der gegenüber befindlichen Schalen abgleitet, der Druck gegen die ersteren ist also grösser, und das Kreuz wird in dem Sinne gedreht, dass die gewölbten Seiten der Schalen vorangehen, um so rascher, je grösser die Geschwindigkeit des Windes. Durch die Drehung des Kreuzes wird ein Zählwerk in Bewegung gesetzt, welches die Zahl der in einer bestimmten Zeit gemachten Umdrehungen registriert. Nach der Robinson'schen Regel ist die Geschwindigkeit des Windes gleich dem dreifachen Wege der Kugelschalenmitte. Kennt man das Verhältnis für das benutzte Instrument genau, sowie den Weg der Schalenmitte bei jeder Umdrehung des Kreuzes, so kann man aus der Zahl der in einer bestimmten Zeit erfolgten Umdrehungen leicht die Geschwindigkeit des Windes pro Sekunde berechnen. — Meist jedoch wird die Windstärke nach blosser Schätzung angegeben.

Bei den meteorologischen Anstalten ist die Beaufort'sche Skala der Windstärke in folgenden 12 Abstufungen gebräuchlich:

Stufe	Windstärke	Geschwindigkeit m pro Sekunde (Sprung und Köppen)	Wirkungen
0	Windstille	—	Der Rauch steigt gerade empor.
1	Leiser Zug	2,8	Ein Wimpel wird bewegt, die Richtung kann bestimmt werden.
2	Leicht	4,1	Streckt einen Wimpel, bewegt die Blätter der Bäume.
3	Schwach	5,4	Bewegt die Zweige der Bäume.
4	Mässig	6,8	
5	Frisch	8,4	Bewegt grosse Zweige und schwächere Stämme.
6	Stark	10,2	
7	Steif	11,7	
8	Stürmisch	13,4	Die ganzen Bäume werden bewegt.
9	Sturm	15,3	
10	Stark. Sturm	—	
11	Heft. Sturm	—	Zerstörende Wirkungen.
12	Orkan	—	

Ursache des Windes. Wind ist die Folge von Druckverschieden- 58.
heiten in einem Luftniveau; die S. 55 besprochenen Verschiedenheiten des Drucks in verschiedener Höhe kommen hierbei nicht in Betracht,

richtung und der Richtung des Gradienten (der Ablenkungswinkel) ist um so grösser, je grösser die geographische Breite und die Geschwindigkeit der Luftbewegung, je stärker die Krümmung der Windbahn, und je geringer die Reibung ist, bleibt jedoch stets kleiner als 90°.

2. Der Wind weht unter übrigens gleichen Umständen um so stärker, je grösser der am Orte wirksame Gradient ist.

Die Beziehungen zwischen Gradient und Windstärke waren nach Sprung's Untersuchungen im Mittel der Beobachtungsjahre 1877 und 1878 für die S + SW + W-Winde an der deutschen Küste folgende:

Windstärke (Beaufort's Skala):	2	3	4	5	6	7	8
Gradient (mm):	1,37	1,69	2,04	2,44	3,00	3,57	4,49

Gradienten von 5 mm und darüber werden Sturmgradienten genannt.

Die Winde aus N, NE bis E haben bei gleicher Stärke kleinere Gradienten als die aus S bis SW[1]).

Unter sonst gleichen Verhältnissen erfordert die gleiche Windstärke einen um so grösseren Gradienten, je grösser die Reibung ist.

Auf dem Festlande ist im allgemeinen die Windstärke geringer als auf dem Meere, auch bei gleichen Gradienten, weil die Unebenheiten des Festlandes der Luftbewegung einen grösseren Widerstand entgegensetzen, als die Meeresoberfläche, die Geschwindigkeit wächst bis zu einer gewisssen Höhe über dem Boden, weil mit der Erhebung die verzögernden Einflüsse an Wirksamkeit abnehmen.

61. **Verschiedenheit der Windverhältnisse der Erdoberfläche.** Gewisse Gegenden der Erde sind durch häufige Windstillen und unstete Winde ausgezeichnet; andere haben konstante Winde d. h. das ganze Jahr hindurch den Wind nahezu aus derselben Richtung; gewissen Gegenden sind periodische Winde eigen, die mit den Jahreszeiten wechseln, und noch andere haben veränderliche Winde, häufigen oder fast fortwährenden Wechsel des Windes, jedoch so, dass eine bestimmte Windrichtung entweder das ganze Jahr hindurch oder in gewissen Jahreszeiten die übrigen Richtungen an Häufigkeit übertrifft. Diese häufigeren nennt man vorherrschende Winde.

Die Ursachen dieser Unterschiede und die geographische Verteilung der verschiedene Windgebiete werden aus den folgenden Abschnitten ersichtlich werden.

62. **Atmosphärische Zirkulationen.** In der Tropenzone als der Zone der stärksten Erwärmung ist die Luft durch Wärme am stärksten aus-

[1]) In demselben Sinne unterscheiden sich nämlich die Winde mit anticyklonal gekrümmter Bahn (s. § 72), denen unsere nordöstlichen Winde vorwiegend angehören, von denjenigen mit cyklonaler Krümmung, zu welcher unsere südwestlichen Winde vorwiegend zählen.

gedehnt, und deshalb dort in den höheren Luftschichten der Luftdruck grösser als in gleichem Abstand von der Erdoberfläche unter allen Breiten. Das Gleichgewicht der Atmosphäre würde erfordern, dass alle Schichten gleichen Druckes mit der Erdoberfläche konzentrisch wären, dass also in gleichem Abstand von der Erdoberfläche der Luftdruck überall der gleiche wäre. Dies ist in Folge der ungleichen Erwärmung nicht der Fall, sondern die Flächen gleichen Drucks steigen gegen den Äquator hin an, in einer und derselben (grösseren) Höhe nimmt also vom Äquator gegen die Pole hin der Luftdruck ab. Dadurch erhält in jeder der höheren Schichten die Luft ein Gefälle gegen die Pole hin und muss nach dieser Richtung abfliessen, um in demselben Niveau den gleichen Luftdruck wieder herzustellen. Infolge des Luftabflusses in der Höhe muss unten im Äquatorialgebiet der Luftdruck sinken, denn das Gewicht der drückenden Luftsäule hat sich um die abgeflossene Luftmenge vermindert. Nach Norden und Süden hin muss aber der Luftdruck an der Erdoberfläche steigen, weil in der Höhe ein Zufluss von Luft stattfindet. Daher muss an der Erdoberfläche ein Zurückströmen von Luft nach dem Äquator hin stattfinden und so ein Kreislauf entstehen, der nach der früheren (Dove'schen) Anschauung die ganze Erde umfassen sollte, derart, dass in der Höhe der „Äquatorialstrom", infolge der Erddrehung auf der nördlichen Halbkugel aus SW, auf der südlichen aus NW wehend, nach den Polen hinfliesse, und der unten fliessende, von den Polen gegen den Äquator gerichtete „Polarstrom", durch die Erddrehung in NE- bez. SE-Wind verwandelt, dem Äquatorialgebiet Ersatz schaffe für die oben abströmende Luft. Der Äquatorialstrom sollte sich jedoch schon in mittleren Breiten zur Erdoberfläche herabsenken, und der dadurch hervorgerufene Kampf und Wechsel desselben mit dem im gleichen Niveau sich bewegenden, entgegengesetzt gerichteten Polarstrom die Ursache der in diesen Breiten sehr grossen Veränderlichkeit der Windrichtung sein.

Später, als das bairsche Windgesetz entdeckt war, wonach der Wind stets vom grösseren Luftdruck nach Gebieten geringeren Druckes strömt, indem er die letzteren infolge der stattfindenden Ablenkung spiralförmig umkreist (auf der nördlichen Halbkugel gegen den Uhrzeiger, auf der südlichen mit demselben), liess man einen derartigen regelmässigen Kreislauf nur noch für die niedrigen Breiten jeder Halbkugel etwa bis zum 30.° nördlich und südlich gelten. Danach sinkt die obere, äquatoriale Strömung, der Antipassat, der auf der nördlichen Halbkugel aus SW weht, in der Nähe des 30. Breitegrades zum grössten Teil herab und geht wieder in den unteren Teil des Kreislaufs über, d. h. kehrt als NE Passat gegen den Äquator zurück; ebenso auf der südlichen Halbkugel, wo der Antipassat aus NW, der Passat aus SE weht. Dies steht mit der Druckverteilung in jenen Gebieten im Einklang. Die Mittel des Luftdrucks für die drei Monate Dezember bis Februar sind:

	Südamerika Äquator	Nordamerika 39° n. Br.
Luftdruck an der Erdoberfläche	759 mm	767
Luftdruck in 4060 m Höhe	471 „	458

Unter dem Äquator ist also an der Erdoberfläche der Luftdruck geringer, in 4060 m Hohe grösser als unter dem 39 Breitegrad in den entsprechenden Niveau's. In der Höhe hat demnach die Luft ein Gefälle vom Äquator gegen jene Breiten, an der Erdoberfläche umgekehrt von diesen gegen den Äquator, und muss sich in diesem Sinne bewegen. Am Äquator selbst und in dessen Nähe findet aufsteigende Bewegung statt; dies ist die Region der Windstillen oder Kalmen; zwischen dem 30. und 40. Breitegrad auf jeder Halbkugel ist die Bewegung eine absteigende, daher die dortigen Zonen hohen Luftdrucks in den unteren Luftschichten. Das ganze Windsystem (samt Kalmen) rückt dem Gang der Sonne entsprechend in der einen Jahreshälfte etwas mehr nach Norden, in der anderen mehr nach Süden. Ausserhalb der erwähnten Grenzen herrschen im allgemeinen die Strömungen von niedrigen gegen höhere Breiten vor, besonders in der Höhe, da die Luft in der Höhe ein Gefälle gegen die Pole hat. Die Winde der unteren Regionen dagegen sind in mittleren und höheren Breiten nach den bisherigen Anschauungen der modernen Meteorologie hauptsächlich bedingt durch die von den Temperaturunterschieden zwischen kontinentalen und ozeanischen Flächen herrührenden Druckverschiedenheiten und besonders durch die wechselnden und wandernden barometrischen Minima und Maxima (Cyclonen und Anticyclonen).

In der neuesten Zeit nun bricht sich mehr und mehr die Überzeugung Bahn, dass man zu weit gegangen sei, als man den Einzelsystemen (Cyclonen und Anticyclonen) die alleinige Herrschaft über die Luftbewegungen höherer Breiten zuerkannte, und man beginnt, der Frage einer allgemeinen Zirkulation eine erneute Aufmerksamkeit zuzuwenden.[1])

63. **Neuere Anschauung von einer allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre.** Nach der gegenwärtigen Lage der Sache und auf Grund der Ausführungen von Sprung, Pernter und A. kann man sich von der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre etwa folgende Vorstellung machen.

Über der ganzen, ca. $8^1/_2{}^0$ breiten Kalmenzone herrschen durch die die ganze Höhe der Atmosphäre nur östliche Winde. Ausserhalb der Kalmenzone beginnt der Südwestpassat, aber zunächst nur in den höchsten Atmosphärenhöhen, während unterhalb dieser (ebenso wie über den Kalmen) östliche Winde wehen, die in den untersten Schichten

[1]) Von Sprung wurde 1885 ein System der allgemeinen Zirkulation aufgestellt, welches das schon vor 30 Jahren von dem Amerikaner Ferrel gegebene *zur Grundlage hat*, von diesem jedoch in einigen Punkten abweicht.

(nördliche Halbkugel) mehr nordöstlich, in den höheren südöstlich sind. Je weiter man polwärts geht, desto tiefer senkt sich die Grenze zwischen diesen östlichen und den oberen, westlichen Winden herab, anfangs rasch, dann langsamer, und erreicht in ca. 35° Breite die Erdoberfläche. Jenseits dieser Breiten bis gegen den Pol herrschen westliche Winde, auf der nördlichen Halbkugel aus Südwest wehend, sowohl in den oberen wie in den unteren Schichten, wogegen in mittleren Höhen in Gestalt von Nordwestwinden ein Zurückströmen der Luft aus hohen Breiten nach der Gegend des 35° angenommen wird. Analog auf der südlichen Halbkugel, für welche in dem Gesagten Nord mit Süd zu vertauschen ist.

Danach würde sich im Ganzen die Sache kurz für die Nord-Hemisphäre etwa folgendermassen gestalten. Von dem konstanten Gebiet hohen Druckes an der Erdoberfläche in 30 bis 35° Breite, geht der Nordostpassat unten äquatorwärts, höher oben wird in den Breiten zwischen 35° und dem Äquator die Strömung südöstlich, und noch weiter oben — aber mit zunehmender Entfernung von den Kalmen immer tiefer einsetzend — beginnt ausserhalb der Kalmen die Luft aus Südwest polwärts zu strömen, dabei zum Teil von etwa 30° Breite an sich gegen die Erdoberfläche herabzusenken. Von diesen Breiten aus gehen auch in den untersten Luftschichten, der Druckabnahme gegen den Pol entsprechend, südwestliche Winde polwärts, um als Nordwestwinde in mittleren Schichten zurückzukehren. An der jahreszeitlichen Verschiebung des Ganzen wird natürlich durch diese neuere Darstellung nichts geändert.

Kalmen und Passatwinde. Auf den Isobarenkarten des Januar **64.**
und des Juli sind auch die in diesen beiden Monaten vorherrschenden Winde (der unteren Luftschichten) angegeben durch Pfeile, die mit dem Winde fliegen.

Die äquatoriale Kalmenzone, woselbst in den untersten Luftschichten meist Windstille herrscht, zuweilen unbeständige Winde angetroffen werden, stellt die Zone der grössten Erwärmung dar und ändert ihre Lage dem Wechsel des Sonnenstandes im Laufe des Jahres entsprechend derart, dass sie in unserm Sommer, mehr nach Norden, im Winter mehr nach Süden rückt. Die nördlichste Lage, die sie in unserem Sommer erreicht, ist im atlantischen Ozean etwa zwischen dem 3. und 11.° nördlicher Breite; im Winter der nördlichen Halbkugel befindet sie sich am weitesten südlich, bleibt aber doch etwas nördlich des Äquators. Nördlich von diesem Kalmengürtel findet sich eine Region mit konstanten Winden aus Richtungen zwischen Nord und Ost, südlich eine solche mit Südostwinden; dies sind die Passate, deren Bereich sich ebenfalls in der einen Jahreshälfte mehr nach Norden, in der anderen nach Süden verschiebt. Jedoch ist ihre Verschiebung und Erstreckung (ebenso wie die der Kalmenzone) nicht überall die gleiche. Hann giebt als allgemeine Mittel folgende innere und äussere Passatgrenzen an:

	März		September	
	Atlant. Ozean	Stiller Ozean	Atlant. Ozean	Stiller Ozean
Nordost-Passat	26° — 3° N.	25°—5° N.	35° — 11° N.	30°—10° N.
Windstillen	3° N. — Äqu.	5°—3° N.	11°— 3° N.	10°— 7° N.
Südost-Passat	Äqu.—25° S.	3° N.—28° S.	3° N.—25° S.	7° N.—20° S.

Völlig ungestört wehen übrigens die Passate nur auf hoher See. Durch die Kontinente erleiden sie mannigfache Ablenkungen oder auch völlige Umkehrung, weil die Luftdruckverteilung, welcher sie ihre Entstehung und Fortdauer verdanken, durch den Erwärmungsunterschied zwischen Festland und Meer in mehr oder weniger hohem Grade alteriert wird. An der Küste von Oberguinea z. B. wird der Südostpassat in Südwestwind verwandelt, der vom Meere gegen den Kontinent weht. Am auffälligsten zeigt sich dieser Einfluss des Festlandes auf die Luftbewegung im nördlichen Teil des indischen Ozeans.

65. **Monsune.** Im Sommer weht im nördlichen Indischen Ozean statt des Nordostpassates ein Wind aus Südwest vom Meere her gegen den asiatischen Kontinent, der sogenannte Südwestmonsun, der Regen bringt. Im Winterhalbjahr dagegen weht der Nordostmonsun, der, da er aus dem Binnenlande kommt, trocken ist; die Zeit seiner Herrschaft ist die trockene Zeit. Die Zeiten der Übergänge des einen Monsun in den anderen sind durch Windstillen, veränderliche Winde, schwere Gewitter und heftige Orkane ausgezeichnet. Jeder Kontinent erzeugt solche mit den Jahreszeiten wechselnde Monsunwinde, aber nur die mächtigen, durchgreifenden Winde dieser Art werden thatsächlich so benannt.

Die Erklärung der Monsune liegt in Folgendem. Der Festlandboden erhitzt sich tagsüber unter dem Einfluss der Insolation stärker als die Meeresoberfläche, die untersten Luftschichten werden dadurch mit erwärmt, und steigen in einzelnen Partien in die Höhe, während andere, kühlere, aus der Höhe herabsinkend an ihre Stelle treten. Bei Nacht, wenn der Boden (nicht aber die Luft in einiger Höhe) durch Strahlung erkaltet, wird dieser Luftaustausch zwischen höheren und tieferen Schichten zwar unterbrochen, beginnt aber am folgenden Tage von neuem, und die Erwärmung der untersten Luftschichten über dem Lande setzt sich so allmählich in immer höhere Luftschichten hinein fort, unterstützt durch die in den unteren Luftmassen erfolgende reichliche Absorption der Wärmestrahlung des Erdbodens. Durch diese zunehmende und nach oben hin fortschreitende Erwärmung dehnen sich die über dem Lande lagernden Luftschichten aus, die höheren Schichten werden von den unteren gehoben, daher steigt in der Höhe der Luftdruck; die Flächen gleichen Druckes, die bei gleichförmiger Verteilung der Temperatur horizontal sind, heben sich über dem erwärmten Lande höher als über dem Meere, sind also gegen das Meer geneigt. Somit haben die höheren Luftschichten *ein Gefälle vom* Kontinent gegen das Meer, und die Luft fliesst dorthin

ab. Dieser Abfluss bewirkt im Innern des Landes, an der Erdoberfläche, ein Sinken des Luftdruckes, weil die drückende Luftmasse geringer wird, über dem Meere ein Steigen, weil hier in der Höhe Luft zufliesst. Im Meeresniveau entsteht dadurch ein dem oberen entgegengesetztes Gefälle der Luft vom Meere gegen das Land hin, und die untere Luft muss vom Meere nach dem Lande hinfliessen. Durch den ablenkenden Einfluss der Erdrotation entstehen so auf der Nordhemisphäre an der Westküste Nordwest-, an der Südküste Südwestwinde u. s. w. Solchergestalt würde das Luftdruckminimum über dem Festland bald ausgefüllt werden, wenn nicht in der Höhe über demselben der Abfluss von Luft fortbestünde. Da aber die Erwärmung fortdauert, so treten immer neue Luftmassen von unten, durch thermische Ausdehnung gehoben, an die Stelle der oben abgeströmten, daher bleiben die bedingenden Druckverschiedenheiten bestehen, und die Strömungen dauern fort.

Im Winter der mittleren und höheren Breiten sind die Verhältnisse gerade umgekehrt, das Meer ist dann wärmer als das stärker erkaltende Festland, ebenso die Luft über demselben. Die Flächen gleichen Drucks sind über dem Meere höher gehoben und senken sich gegen das Festland hin, die Luft fliesst in der Höhe nach dem Kontinente zu, dadurch steigt hier der Luftdruck an der Erdoberfläche, und dies hat unten ein Abströmen vom Festland nach dem Meer zur Folge. So entstehen unter dem Einfluss der Erdrotation auf der nördlichen Halbkugel an der Westseite eines Kontinents SE-, an der Nordseite SW-, an der Ostseite NW-, an der Südseite NE-Winde. Da der Kontinent im Vergleich zum Meer im Winter viel stärker erkaltet, als er sich im Sommer erwärmt, ist auch die Luftzirkulation zwischen Meer und Kontinent im Winter viel energischer als im Sommer, das Gefälle der Flächen gleichen Drucks in den höheren Schichten der Atmosphäre vom Ozean gegen einen grossen Kontinent ist im Winter viel steiler, als das umgekehrte vom Kontinent gegen das Meer im Sommer. Daraus resultiert eine beträchtliche Anhäufung von Luft über den Kontinenten im Winter und die Entwickelung starker Luftdruckmaxima über denselben, desgleichen die Entstehung tiefer Luftdruckminima über den relativ wärmsten Teilen der nördlichen Ozeane. Damit hängt auch die viel stürmischere Luftbewegung des Winters zusammen, verglichen mit derjenigen des Sommers. Auf der südlichen Halbkugel ist der Gegensatz zwischen Wasser und Land fast nicht vorhanden, daher die allgemeine Luftbewegung sehr regelmässig entwickelt und andauernd sehr lebhaft, der diesbezügliche Unterschied zwischen Sommer und Winter nicht bedeutend.

Land- und Seewind. Den Monsunen ganz analog sind die „Land- und Seewinde“ an den Küsten. Sie entstehen wie jene durch die relativen Temperaturgegensätze zwischen Land und Meer, während aber der Wechsel 66.

der Monsune bedingt ist durch die halbjährlich sich vollziehende Umkehrung jenes Gegensatzes, wird der Wechsel der Land- und Seewinde bewirkt durch die Morgens und Abends eintretende Umkehrung des Wärmeunterschieds zwischen Wasser und Land. Bei Tag, unter dem Einfluss der Bestrahlung, erwärmt sich das Land stärker als das Meer, bei Nacht kühlt es sich rascher ab als dieses. Das hat ebensolche Druckdifferenzen (nur schwächer) zur Folge wie diejenigen, welche die Monsune veranlassen; daher strömt bei Tag die Luft von der kühleren See gegen die Küste, der „Seewind", bei Nacht umgekehrt vom kälteren Land nach der wärmeren See, der „Landwind". Die primären Strömungen in der Höhe sind den unteren entgegengesetzt. Der Seewind beginnt zuerst auf dem Meer und dehnt sich allmählich bis zur Küste aus, der Landwind beginnt an der Küste und dringt allmählich über die See vor. In niedrigen Breiten sind diese periodischen Winde eine das ganze Jahr hindurch auftretende Erscheinung, in höheren Breiten sind sie mehr auf die Sommerzeit beschränkt. Wo die Seebrise dieselbe Richtung hat wie der vorherrschende Wind, da erreicht sie zuweilen Sturmesstärke, während der Landwind kaum fühlbar ist. Umgekehrt weht auf der dem herrschenden Wind abgewandten Küste der Landwind stärker, und die Seebrise bewirkt oft nur ein Abflauen des herrschenden Windes.

67. Veränderliche Winde der mittleren und höheren Breiten.

Ausserhalb der Passatgrenzen, in mittleren und höheren Breiten, ist, wie bereits erwähnt, die Stetigkeit der Winde sehr gering, namentlich auf der nördlichen Halbkugel; man hat daher diese Breiten die Gebiete der veränderlichen Winde genannt. Der Grund dieser Veränderlichkeit liegt darin, dass das Gleichgewicht der Atmosphäre durch die sehr verschiedene Wärme die mannigfachsten Störungen erleidet, so dass fortwährend in scheinbar regellosem Wechsel barometrische Maxima und Minima auftreten, welche in weiter Erstreckung die Luftbewegung beherrschen. Jedoch walten in diesen Breiten die westlichen Winde vor, auf der nördlichen Halbkugel Südwest-, auf der südlichen Nordwestwinde.

Für Europa sind insbesondere die Luftdruckverhältnisse des Atlantischen Ozeans von massgebendem Einfluss. Der konstant hohe Luftdruck über demselben im Südwesten von Europa und die im Winterhalbjahr im Westen und Nordwesten bestehenden Luftdruckminima bedingen das Vorherrschen der SW- und W-Winde in Europa bis nach Sibirien hinein. Namentlich die im Winter weit in das Eismeer hinauf vorgestreckte Zunge niedrigen Luftdrucks bewirkt einen Zufluss warmer südwestlicher Winde über Europa hin, welchen dasselbe seine milden Winter verdankt. Im hohen Norden dagegen sind die herrschenden Winde des Winters nördliche und nordöstliche.

Im Sommer steigt der Luftdruck über dem Nordatlantischen Ozean, das konstante Barometermaximum der Subtropen rückt weiter nordwärts,

und bewirkt im Vereine mit dem jetzt niedrigen Luftdruck im Innern des Kontinentes, dass die Winde im Sommer sich mehr nach W und NW drehen, wodurch Westeuropa relativ kühle Sommer erhält.

Tägliche Periode der Windstärke. Der Wind hat eine tägliche 68.
Periode in Bezug auf Stärke und Richtung. Das Maximum der *Windstärke* tritt in der Ebene zur wärmsten Tageszeit ein, ein Minimum am frühen Morgen; die Nacht ist ruhiger als der Tag, namentlich in den Wüstenländern der Tropen, wo die Unterschiede grösser sind als bei uns. Auf offenem Meere ist die tägliche Schwankung fast Null, in den Küstengewässern ist sie abgeschwächt. Das Anwachsen der Windstärke vom Morgen bis Nachmittags ist an heiteren Tagen grösser als an trüben (in Swinemünde ist dieselbe an heiteren Tagen Nachmittags durchschnittlich fast doppelt so gross als um Mitternacht).

Auf Berggipfeln dagegen zeigt sich um die Mittagszeit ein Minimum der Windstärke, in der Nacht ein Maximum.

Diese Thatsachen erklären sich durch eine tägliche Periode der Wechselwirkung zwischen den unteren und den höheren Luftschichten. Die Windgeschwindigkeit nimmt im allgemeinen von oben nach unten ab infolge der wachsenden Reibung, und ist unmittelbar an der Erdoberfläche am kleinsten. Wenn nun Luftmassen aus der Höhe an die Erdoberfläche gelangen, so bringen sie ihre grössere horizontale Geschwindigkeit zum Teil mit herab und vergrössern somit unten die Windgeschwindigkeit; die unteren, langsamer fliessenden Luftmassen, welche dafür emporsteigen, verringern die Geschwindigkeit in der Höhe. Dieser vertikale Luftaustausch über dem Lande muss aber zur wärmsten Tageszeit am lebhaftesten vor sich gehen, weil alsdann die Temperatur nach oben hin am schnellsten abnimmt. Über dem Meere ist jener Luftaustausch gering, und die Geschwindigkeit des Windes in den unteren Schichten wegen der geringeren Reibung weniger verschieden von der Geschwindigkeit in der Höhe, daher die tägliche Schwankung der Windstärke verschwindend.

Tägliche Periode der Windrichtung. *Die tägliche Periode* 69.
der Windrichtung besteht darin, dass auf der nördlichen Hemisphäre im flachen Lande der Wind die Tendenz hat, am Vormittag *mit* dem Uhrzeiger, am Nachmittag *gegen* denselben umzugehen, während auf Berggipfeln die Drehung im umgekehrten Sinne erfolgt. Auf der südlichen Hemisphäre geht die Drehung je in entgegengesetztem Sinne vor sich. Auf dem Meere verschwindet ebenso wie die tägliche Periode der *Stärke* des Windes auch diejenige der *Richtung*.

Die letztere lässt sich ebenfalls auf den vertikalen Luftaustausch zurückführen. Die Ablenkung des Windes von der Richtung des Gradienten (auf der nördlichen Halbkugel nach *rechts*, d. i. im Sinne der Drehung

des Uhrzeigers) ist ebenso wie die Geschwindigkeit (wegen der geringeren Reibung) oben grösser als unten. Wenn nun — was bis Mittag in zunehmendem Masse der Fall ist — Luft von unten nach oben und umgekehrt solche von oben nach unten gelangt, so muss unten die Ablenkung (nach rechts) vermehrt, oben vermindert werden, der Wind muss unten mit dem Uhrzeiger, oben gegen denselben umgehen. Mit dem Nachlassen des Austausches zwischen oben und unten am Nachmittag tritt die Tendenz zu entgegengesetzter Drehung ein, weil nun oben die Geschwindigkeit und Rechtsablenkung wächst, unten abnimmt.

70. **Cyklonische und anticyklonische Luftbewegung.** Es lassen sich drei Arten der Luftbewegung unterscheiden: eine passatische, eine cyklonische und eine anticyklonische; dieselben bestehen aber nicht unabhängig von einander, sondern Passate und Cyklonen treten stets in Verbindung mit Anticyclonen auf. Von den Passaten, die an die warme Zone gebunden sind, und als deren weiteste Grenzen man im allgemeinen 35° Nord- und Südbreite annehmen kann, war bereits die Rede.

Unter „Cyklone“ (atmosphärischer Wirbel) versteht man das eigenartige Windsystem, welches in der Umgebung eines (kreisähnlich oder eliptisch gestalteten) Gebietes niedrigen Luftdrucks entsteht, während die Gegend oder der Ort des tiefsten Luftdruckes im Innern der Cyklone das „barometrische Minimum“ genannt wird. Häufig gebraucht man auch den letzteren Ausdruck für das ganze System, ebenso wie die Bezeichnung „barometrische Depression“, welche zunächst nur dem Gebiete niedrigen Luftdrucks in der Umgebung des barometrischen Minimums gilt, meist auch auf das Ganze angewandt wird.

Als „Anticyklone“ bezeichnet man das Windsystem, von welchem ein barometrisches Maximum, d. i. ein Gebiet hohen Luftdruckes, umgeben ist.

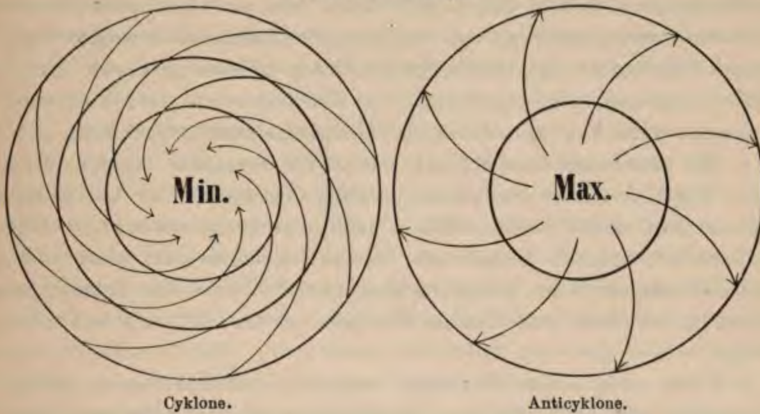
Da die Luft stets bestrebt ist, vom Orte hohen Druckes zu demjenigen niedrigen Druckes hinzufliessen, so ist klar, dass, wenn keine ablenkenden Kräfte thätig wären, die Luft vom barometrischen Maximum aus radial nach allen Seiten auseinanderströmen, dagegen aus der Umgebung eines barometrischen Minimums von allen Seiten in gerader Richtung gegen dieses hinfliessen müsste, d. h. beide Bewegungen fänden in der Richtung der Gradienten statt. Die thatsächlich zustande kommende Bewegung ist aber eine andere, da, wie wir gesehen haben, der Wind durch die Erdrotation von der Richtung des Gradienten abzuweichen gezwungen wird und zwar auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links.

Deshalb bewegt sich die Luft, wie Fig. 9 versinnlicht, in spiralförmigen Bahnen um die Orte der barometrischen Maxima und Minima, auf der nördlichen Halbkugel um ein Minimum entgegen der Drehungs*richtung* des Uhrzeigers, dabei nach innen strebend, um ein Maximum im

Sinne des Uhrzeigers und nach aussen. Auf der südlichen Halbkugel sind die Windbahnen entgegengesetzt gekrümmt.

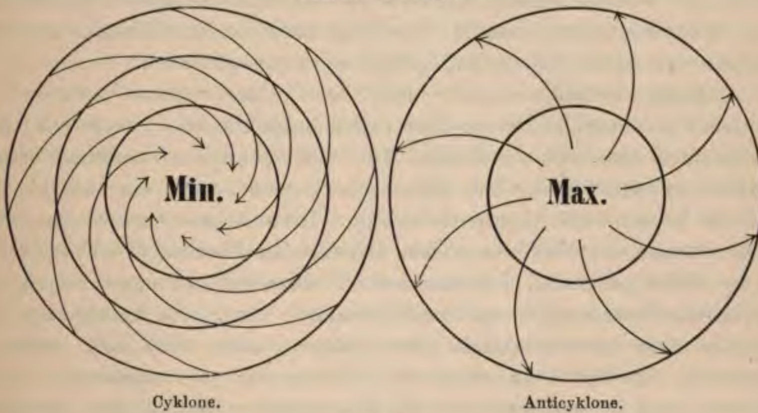
In der Höhe aber hat die Luft eine der unteren entgegengesetzte Bewegung, also über einer Cyklone nach aussen, über einer Anticyklone

Nördliche Halbkugel.



Cyklone. Anticyklone.

Südliche Halbkugel.



Cyklone. Anticyklone.

Fig. 9.

nach innen; ferner findet im Inneren der ersteren aufsteigende, im Inneren der Anticyklone absteigende Bewegung statt.

Die krummlinigen cyklonischen und anticyklonischen Bewegungen der Luft werden noch durch die Centrifugalkraft modifiziert, welche jede krummlinige Bewegung in eine geradlinige zu verwandeln, den bewegten

Körper vom Drehungsmittelpunkt zu entfernen strebt[1]). Um ein Minimum bewegen sich die Luftpartikel in spiralförmigen Bahnen, welche ihre hohle Seite dem niedrigen Luftdruck zukehren. In diesem Falle muss daher die Centrifugalkraft nach derselben Seite hin wirken, nach welcher die durch die Erdrotation hervorgebrachte Ablenkung gerichtet ist, die Abbeugung muss also verstärkt werden. Um ein Maximum dagegen sind die Windbahnen in dem Sinne gekrümmt, dass sie ihre hohle Seite dem höheren Druck zukehren, von welchem die Luftpartikel wegstreben; in diesem Falle wirkt die Centrifugalkraft der Ablenkung durch die Erdrotation entgegen, die Ablenkung der Windbahn von der Richtung des Gradienten wird hier also durch die Centrifugalkraft geschwächt.

Die barometrischen Minima haben im Vergleich zu den Maxima in der Regel grössere Gradienten (geringere Abstände der Isobarenlinien von einander), daher stärkere Winde und grössere Ablenkung des Windes von der Richtung des Gradienten; der Ablenkungswinkel kann sich bei stark gekrümmter Bahn einem rechten nähern ohne ihn jedoch jemals vollständig zu erreichen. Um ein Maximum ist die Luft meist nur schwach bewegt.

Wenn von einem Maximum aus nur Luft abströmen würde, so müsste der Luftdrucküberschuss daselbst sehr bald verschwinden, die Bewegung also aufhören. Innerhalb des Maximums steigt aber die Luft herab, und dieser vertikale Strom, sowie das unten erfolgende Ausströmen wird dadurch genährt, dass in der Höhe horizontaler Zufluss stattfindet, wodurch die Anticyklonen eine grosse Konstanz gewinnen.

Analog verhält es sich mit den Cyklonen. Das barometrische Minimum in denselben würde sehr rasch ausgefüllt sein, wenn nur Luftzufluss nach denselben stattfände. Die Luft steigt aber innerhalb empor, wodurch in der Höhe ein Drucküberschuss erzeugt wird, der bewirkt, dass dort ein horizontales Abströmen erfolgt. Diese oberen Strömungen unterliegen ebenso wie die unteren dem ablenkenden Einfluss der Erdrotation. In der Höhe geht also, wie auch die Wolkenbeobachtungen zeigen, die cyklonische Bewegung in eine anticyklonische über, eine Anticyklone aber hat über sich gewissermassen eine Cyklone, sofern dort Luft nach ihr hinströmt. In der Höhe nährt die Cyklone die sie umgebenden Anticyklonen, und in den untersten Schichten werden die Cyklonen durch die Anticyklonen genährt. Von beiden wird des Näheren noch die Rede sein.

71. **Meeresströmungen.** Am Äquator ist das Meerwasser wärmer als in den Polargegenden; es müsste demnach, wenn hierdurch im Übrigen sich nichts

---

[1]) Dieselbe ist dem Quadrat der Geschwindigkeit des bewegten Körpers direkt und dem Krümmungshalbmesser der gekrümmten Bahn umgekehrt proportional, wird also bei doppelt starker Krümmung (halbem Halbmesser) 2 mal, bei doppelter Geschwindigkeit 4 mal grösser.

änderte, das spezifische Gewicht des Wassers der Tropenmeere entsprechend geringer sein als dasjenige des Polarmeerwassers. Nun ist aber in den Tropen auch die Verdunstung stärker; dadurch wird der Salzgehalt des Meerwassers erhöht, und das spezifische Gewicht des letzteren wiederum vergrössert. Deshalb ist das Tropenmeerwasser im Allgemeinen nicht sehr viel leichter als das Wasser der Polarmeere, unter Umständen selbst etwas schwerer als dieses. Wenn nun auch die Unterschiede der spezifischen Gewichte Ausgleichszirkulationen — an der Oberfläche warme Strömungen vom Äquator nach den Polen, unten kalte Strömungen gegen den Äquator — zu veranlassen imstande sind, so haben doch jedenfalls die bekannten grossen Meeresströmungen ihre Hauptursache in den Winden.

Wo die Winde anhaltend aus einer Richtung wehen, wie in der Passatregion, da erlangt allmählich das Wasser an der Oberfläche eine fortschreitende Bewegung in der Richtung des Windes, indem dieser gegen die ihm zugekehrten Abhänge der Wellen drückt. So entstehen die sogenannten Passat-Triften, die ursprünglich aus NE und SE gegen den Äquator gerichtet sind, und deren Bewegung sich immer tieferen Wasserschichten mitteilt. Sie nehmen allmählich eine nach Westen gehende Richtung an und bilden die grossen Äquatorialströmungen, die sich im Atlantischen Ozean etwa zwischen 20° N. und 10° S. Breite halten. Die südliche dieser beiden Strömungen teilt sich vor dem Kap S. Roque (Ostspitze Südamerikas) und entsendet einen Arm (den Brasilstrom) an der Küste entlang südwärts, welcher später nach Osten umbiegt und der Südspitze Afrikas zuströmt, um zuletzt wieder in die Äquatorialströmung einzumünden.

Der andere Arm und die nördliche Äquatorialströmung geht zum Teil nördlich an den grossen Antillen vorbei, teils dringt die Strömung in das Karaibische Meer und durch den Kanal von Yukatan in den Meerbusen von Mexiko, staut dort die (etwa 30° warme) Wassermasse auf und zwingt sie zum Abfluss durch die Florida-Strasse. Der Floridastrom oder der Golfstrom, wie derselbe meist von hier ab genannt wird, nimmt dann jene nördlich der grossen Antillen fliessende Strömung auf und bewegt sich mit grosser Geschwindigkeit längs der nordamerikanischen Ostküste; allmählich lenkt er nach rechts ab, nimmt an Geschwindigkeit ab, an Mächtigkeit zu, entsendet im Sommer einen Ausläufer bis in die Baffinsbai und fliesst im übrigen als „Westwind-Trift“ quer über den Atlantischen Ozean gegen Europa hin. Bei etwa 25° westl. Länge (von Greenw.) teilt dieselbe sich in zwei Arme, deren einer sich gegen die portugiesische Küste, hierauf nach Süden wendet, um dann südlich der Kap Verdischen Inseln wieder in die Äquatorialströmung[1]) einzumünden, wogegen die andere, nordöstliche Abzweigung der Westwind-Trift (oder

[1]) Zwischen dieser und der südlichen Passattrift bewegt sich die durch die letzteren und ihre Hemmung am amerikanischen Festland entstehende Gegenströmung ostwärts dem Guinea-Busen zu, die Guinea-Strömung.

des Golfstroms), die „nordatlantische Trift“, ihren Weg um die britischen Inseln und teilweise (im Sommer) um Island herum gegen Skandinavien nimmt, an der norwegischen Küste entlang zieht und bis in die arktischen Meere hinein ihren Einfluss geltend macht. Diese Strömung[1]) ist von hervorragender Bedeutung für das Klima der Nordwesthälfte von Europa.

Man sieht aus dem Vorstehenden, wie die Meeresströmungen im allgemeinen den herrschenden Winden unterthan sind: um die beiden Gebiete hohen Luftdrucks im nord- und südatlantischen Ozean bewegt sich das Meerwasser in demselben Sinne wie die Luft, um das Maximum nördlich des Äquators mit dem Uhrzeiger, um das südlich gelegene gegen den Uhrzeiger.

Analog sind im allgemeinen die Strömungen im Grossen Ozean und im Indischen Ozean. Im nördlichen Grossen Ozean entspricht der Kuro Shio unserem Golfstrom, im südlichen Grossen Ozean die ostaustralische Strömung dem Brasilstrom, im südindischen Ozean der Mozambique- und Kap-Strom, (bekannt auch unter dem Namen „Agulhas-Strömung“, ebenfalls dem Brasilstrom. Im nördlichen Teil des Indischen Ozeans kehrt mit dem Monsunwechsel auch die Meeresströmung ihre Richtung um.

Ersatz für die den Polarmeeren zugesandten, wärmeren Wassermassen erhalten die Meere niedriger Breiten durch die polaren Ströme, welche kaltes Wasser aus hohen nach niedrigen Breiten führen. Eine solche arktische Strömung kommt längs der Ostküste Grönlands herab, eine andere aus der Davis-Strasse. Die letztere, der Labradorstrom, fliesst zwischen der nordamerikanischen Ostküste und dem Golfstrom südwärts und senkt sich zuletzt unter diesen hinab. Dem Labradorstrom entspricht auf der südlichen Erdhälfte der Falklandstrom an der Ostküste von Südamerika, welcher längs der Küste — zwischen dieser und dem Brasilstrom — nordwärts zieht. Asien hat an seiner Ostküste ebenfalls kalte Meeresströme, welche gegen niedrigere Breiten fliessen, ähnlich dem Labradorstrom an der Ostküste von Nordamerika; dieselben kommen jedoch nicht aus dem arktischen Meere durch die Behringstrasse, sondern werden teils vom Behringsmeer teils vom Ochotskischen Meer entsendet (Oja Shio, Kurilischer, Sachalischer und Liman-Strom). — Als weitere kalte Strömungen seien noch genannt: der Peru-Strom (Humboldtstrom) an der Westküste von Südamerika, die westaustralische und die kalifornische Strömung, welche alle gegen niedrigere Breiten gerichtet sind.

Im Ganzen sind die Meeresströmungen von solcher Beschaffenheit und Richtung, dass durch dieselben die Westküsten der Kontinente in höheren Breiten erwärmt, in niedrigen Breiten abgekühlt werden, während an den Ostküsten das Gegenteil der Fall ist.

---

[1]) Der Name „Golfstrom“ soll derselben nach neueren Geographen von etwa 30° westlich von Greenwich an nicht mehr zuerkannt werden.

VII. Das Wetter.

Eigenschaften der Winde verschiedener Herkunft. Die Beschaffenheit des Wetters oder die Werte der meteorologischen Elemente an einem Orte hängen hauptsächlich von der jedesmaligen Richtung des Windes ab, indem durch den Wind die Eigenschaften, welche die Luft am Ausgangspunkt des Windes hat, auf andere Gegenden übertragen werden. Die Eigenschaften der Winde sind je nach ihrer Herkunft sehr verschieden. Dies ergiebt sich, wenn man für die einzelnen meteorologischen Elemente und Örtlichkeiten sogenannte Windrosen berechnet, d. h. aus den Beobachtungsreihen eines bestimmten Zeitabschnittes die Werte der Temperatur, der Feuchtigkeit, des Luftdrucks, der Regenmenge u. s. w. zusammenstellt, welche gleichzeitig mit den einzelnen Windrichtungen gefunden sind, und nun das Mittel aus den Werten zieht, welche einer bestimmten Windrichtung entsprechen. Diese Zahlen drücken die durchschnittliche Grösse der Temperatur, der Feuchtigkeit u. s. w. bei den verschiedenen Windrichtungen für den Beobachtungsort in dem betreffenden Zeitabschnitt aus. 72.

In Westeuropa kommen die wärmsten Winde im Winter aus Südwesten, d. h. vom wärmeren Meere her, im Sommer aus Südosten, vom Inneren des wärmeren Kontinents. Die kältesten Winde kommen aus der Weltgegend, nach welcher hin die Temperatur am stärksten abnimmt, im Winter aus NE bis ENE, im Sommer aus NW, dem kalten Gebiet über dem nordatlandischen Ozean und dem Eismeer.

Den grössten Dampfdruck bringen im allgemeinen die Winde, welche von den Orten höheren Dampfdruckes, den niedrigsten diejenigen, welche von Gegenden niedrigeren Dampfdruckes herkommen. Derselbe ist für Deutschland im Winter bei Winden aus S bis W, im Sommer bei solchen aus S und SE am grössten; die dampfärmsten Winde dagegen kommen im Winter aus NE, im Sommer teils aus NE, teils aus NW. — Die relative Feuchtigkeit ist an den Küsten das ganze Jahr hindurch bei Seewinden am grössten, bei Landwinden am geringsten. In Norddeutschland ist im Sommer der Westwind der feuchtere, der Ostwind der trockenere, im Winter ist der Ostwind durch seine niedrige Temperatur durchschnittlich der relativ feuchtere, der Westwind der trockenere. — Die reichlichste Bewölkung tritt in unseren Gegenden im allgemeinen bei Südwestwind ein, die geringste bei NE. Niederschlag entsteht an den Küsten am leichtesten bei Seewinden, am seltensten bei Winden aus dem Binnenland, sonst innerhalb der nördlichen gemässigten Zone im Ganzen am leichtesten bei südlichen bis südwestlichen Winden.

Der höchste Luftdruck im Winter tritt auf der Westseite der Kontinente innerhalb der nördlichen gemässigten Zone ein bei nordöstlichen Winden, der niedrigste bei südwestlichen. Im Sommer erscheinen ebendaselbst die Winde mit hohem sowohl wie die mit niedrigem Luftdruck

etwas gegen den Uhrzeiger gedreht, die ersteren sind etwas mehr nördlich, die letzteren etwas mehr südlich und südöstlich. Das rascheste Fallen des Barometers ist in Mitteleuropa von südlichen, das rascheste Steigen von nordwestlichen bis nördlichen Winden begleitet.

Im grossen Ganzen ergiebt sich, dass die Winde, welche von der Äquatorseite kommen, durch hohe Temperatur, hohen Dampfgehalt, stärkere Bewölkung, häufigere Niederschläge und niedrigeren Luftdruck vor den Winden ausgezeichnet sind, welche von der Polarseite kommen. Diese Unterschiede zeigen sich besonders im Winter in höherem Grade, wenn die ersteren über das Meer herwehen, die letzteren aber (die polaren Winde) aus dem Binnenland kommen. Daher sind in Europa als der Westseite des asiatisch-europäischen Kontinentes die südwestlichen und die nordöstlichen Winde diejenigen, welche die grössten Gegensätze zueinander aufweisen. Denn die ersteren kommen von der Äquatorseite und sind überdies Seewinde, daher warm, dampf-, wolken- und regenreich und von niedrigem Luftdruck begleitet; die nordöstlichen Winde kommen von der Polarseite und sind Landwinde, zeigen daher mit jenen verglichen, entgegengesetzte Eigenschaften. Dies gilt hauptsächlich für den Winter. Im Sommer kommen die wärmsten Winde nicht von der Seeseite, sondern aus dem stärker erwärmten Kontinent (SE bis E).

Es ist aber noch besonders hervorzuheben, dass alle diese Angaben nur für die durchschnittlichen Verhältnisse gelten, nicht für jeden einzelnen Fall. Im Einzelnen zeigt sich, dass eine und dieselbe Windrichtung, auch in derselben Jahreszeit, mit verschiedenem Witterungscharakter behaftet sein kann. Die Richtung, die wir an einem Wind beobachten, giebt uns ja an und für sich keinen sicheren Aufschluss darüber, woher der Wind kommt, und über welche Gegenden er seinen Weg genommen hat, weil die Windbahnen in der Gegend eines Maximums oder Minimums gekrümmt sind, und zwar um dieses in anderem Sinne als um jenes, und überdies die Krümmung verschieden stark ist. Da der Wind auf unserer Hemisphäre um ein barometrisches Minimum entgegen der Drehung des Uhrzeigers kreist, um ein Maximum aber mit dem Uhrzeiger, so entspringt z. B. der Südostwind einem Süd- oder Südwestwind, wenn er einer Cyklone angehört, dagegen einem Ost- oder ostnordöstlichen Wind, wenn er einem Maximum angehört, und wenn dieser Wind auch zuletzt, ehe er bei uns als SE wahrgenommen wird, in beiden Fällen ungefähr dieselben Gegenden berührt hat und hierdurch in seinen Eigenschaften etwas modifiziert worden ist, so wird er doch im ersten Falle vermöge seiner Abstammung aus ganz anderen Weltgegenden noch einen wesentlich anderen Charakter besitzen als im anderen Falle. Ob und wie weit man im einzelnen Fall die geographische Herkunft des Windes rechts oder links von seiner am Orte beobachteten Richtung zu suchen hat, darüber kann demnach nur die Kenntnis der Luftdruckverteilung über ein weites Gebiet, welchem

der Beobachtungsort angehört, genaueren Aufschluss gewähren. Es ist auch bekannt, dass zuweilen ein Witterungsumschlag eintritt, ohne Änderung der Windrichtung; denn diese kann ungeändert bleiben, wenn die anticyklonale Krümmung der Windbahn in die cyklonale übergeht oder umgekehrt; es ändert sich damit aber die Abkunft des Windes und mit dieser sein Charakter.

Im mittleren und nördlichen Europa gehören erfahrungsmässig die Ostwinde vorwiegend anticyklonal gekrümmten Bahnen an, die Westwinde meist cyklonal gekrümmten.

Das Barometer als Wetterglas. Die Anwendung des Barometers 73. als „Wetterglas" gründet sich etwa auf Folgendes.

Die südwestlichen Winde bringen in unseren Gegenden gemäss der ihnen (§ 72) zukommenden Eigenschaften im allgemeinen „schlechtes Wetter" d. i. im Winter warmes, trübes, feuchtes, im Sommer trübes, feuchtes und relativ kühles Wetter, die nordöstlichen Winde dagegen durchschnittlich schönes, d. i. im Winter kaltes, trockenes, klares, im Sommer trockenes, klares, warmes Wetter.

Da nun der die südwestlichen Winde durchschnittlich begleitende niedrige Luftdruck durch Fallen des Barometers, der mit den polaren Winden gewöhnlich verbundene hohe Luftdruck durch Steigen des Barometers angezeigt wird, und die Übergänge zwischen diesen am meisten kontrastierenden Winden ebenfalls von Änderungen des Barometerstandes in analogem Sinne begleitet zu sein pflegen, so hat man sich gewöhnt, aus dem Steigen des Barometers auf das Herannahen guten Wetters, aus dem Fallen desselben auf den baldigen Eintritt schlechten Wetters zu schliessen. Es darf aber nicht übersehen werden, dass den genannten Winden jene gegensätzlichen Eigenschaften nur im Durchschnitt und keineswegs immer zukommen; der Himmel ist bei Nordostwind auch oft bewölkt, bei Südwestwind auch manchmal klar, das Barometer steht bei Nordost nicht immer hoch, bei Südwest nicht immer tief. Nicht nur bei fallendem Barometer sind in unseren Gegenden Niederschläge häufig, sondern auch bei steigendem. Jene Regel, dass hoher Barometerstand heiteres, ein tiefer aber trübes Wetter anzeigt, ist nur eine Durchschnittsregel, die indess auch als solche nur für diejenigen Gegenden gilt, wo die von niedrigem Barometerstand begleiteten — gewöhnlich die äquatorialen — Winde auch die feuchten und daher die vorzugsweise regenbringenden sind.[1]) In Gegenden, wo dies nicht zutrifft, verliert jene Regel ihre Geltung. Z. B. an den Küsten von La Plata ist der äquatoriale Nordwestwind, da er über die dürren Flächen

[1]) Die „Wetterglas"-Skala ist unter dieser Voraussetzung folgendermassen eingerichtet. Der mittlere Barometerstand des Ortes ist mit „Veränderlich", der niedrigste mit „Sturm", der höchste mit „Sehr trocken" bezeichnet; zwischen dem mittleren und dem niedrigsten Stand finden sich von oben nach

der Pampas gestrichen ist, trocken und bringt klaren Himmel, obwohl das Barometer fällt, während der polare, vom südatlantischen Ozean her wehende Südostwind zwar steigenden Luftdruck, aber, weil er feucht ist, Wolken und Regen bringt. — An der Westküste Grönlands steht das Barometer bei allen Winden durchschnittlich gleich hoch, aber bei Südwestwind etwas höher als bei Nordost.

Der niedrige Luftdruck, welchen man im mittleren und nördlichen Europa im allgemeinen bei südwestlichen, überhaupt äquatorialen Winden beobachtet, rührt wohl zum Teil von der höheren Temperatur und dem grösseren Dampfgehalt derselben her, nach Köppen wirkt aber noch eine weitere, früher unbekannte Ursache mit, und entsprechend verhält es sich auch mit dem hohen Luftdruck bei nordöstlichen Winden. Nach Norden hin wird nämlich in Europa die durchschnittliche Tiefe der barometrischen Minima grösser (d. h. der Luftdruck im Centrum derselben geringer), desgleichen ist die barometrische Höhe der Anticyklonen gewöhnlich grösser im nördlichen als im südlichen Europa. Wenn daher bei uns in Deutschland Südwestwinde herrschen, so befinden wir uns in der Nähe tiefer nordischer Depressionen, das Barometer steht also niedrig. Haben wir dagegen Nordostwinde, so lagern in der Regel nicht weit im Norden hohe barometrische Maxima (Depressionen, welche dann gleichzeitig im Süden vorhanden sein müssen, haben erfahrungsmässig nur geringe Tiefe), deshalb wird das Barometer bei Nordostwind durchschnittlich hoch stehen.

74. **Ursachen für das Fallen und Steigen des Barometers.** Die wichtigsten Einzelursachen, welche überhaupt ein Steigen oder Fallen des Barometers veranlassen können, sind etwa folgende.

Sinken des Barometers kann erfolgen:

1. Wenn die Luft eine aufsteigende Bewegung hat, und oben ein Abfluss nach den Seiten hin erfolgt, wodurch das Gewicht der drückenden Luftsäule am Orte der aufsteigenden Bewegung geringer wird.

2. Wenn die Luft erwärmt und dadurch ausgedehnt wird. Es erfolgt dann in der Höhe ein seitlicher Abfluss von Luft, und die Dichtigkeit in den unteren Luftschichten nimmt ab, somit auch der Druck daselbst.

3. Wenn die Luft viel Wasserdampf enthält. Wasserdampf ist leichter als trockene Luft, deshalb wird feuchte Luft in der freien Atmosphäre um so geringeren Luftdruck hervorbringen, je mehr sie mit Wasserdampf gesättigt ist. Dies setzt voraus, dass ein Teil der Luft durch den leichteren Wasserdampf verdrängt und in der Höhe zum seitlichen Abfliessen gezwungen worden sei. Denn andernfalls, wenn der Wasserdampf bei seiner Entwickelung sich zwischen die Luftteilchen einlagerte ohne diese

---

unten die Bezeichnungen: „Regen oder Wind“ und „Viel Regen“, zwischen dem mittleren und höchsten Stand von unten nach oben die Marken: „Schön“ und „Beständig“. — Bei manchen neueren Instrumenten ist „Viel Regen“ und *„Sehr trocken“* fortgelassen und der höchste Stand mit „Beständig“ bezeichnet.

zu verdrängen, müsste der so hinzukommende Dampfdruck den Gesamtdruck vermehren. Das letztere wird in der freien Atmosphäre während der Entwickelung der Dämpfe, im Ganzen aber in untergeordneterem Masse der Fall sein und durch den entgegengesetzten Einfluss der Luftverdrängung überwogen werden.

4. Wenn die atmosphärischen Wasserdämpfe zu Wolken oder Niederschlag kondensiert werden. Die hierbei freiwerdende Dampfwärme unterstützt die aufsteigende Bewegung der Luft. Wenn der Niederschlag ausgeschieden und zur Erde gefallen ist, so ist damit der ganze Druck, welchen jener vorher als gasförmiger Bestandteil der Atmosphäre ausgeübt hatte, entfernt; dies muss daher ebenfalls, so lange der ausgeschiedene Wasserdampf noch nicht wieder durch Luft ersetzt ist, den Luftdruck vermindern.

5. Wenn die Luft sich horizontal fortbewegt, ohne dass sich im Übrigen etwas ändert. Wie fliessendes Wasser einen geringeren Druck auf seine Unterlage ausübt als ruhendes Wassers, so auch die Luft, je schneller sie sich bewegt, desto geringer ist der von ihr auf das Quecksilber des Barometers ausgeübte Druck.

6. Wenn die Luft aus einem Luftdruckmaximum ausströmt, und die Ursachen, welche zur Entstehung des Maximums geführt haben, zu schwach sind, um für die ausströmende Luft vollen Ersatz zu schaffen.

Ursachen für das Steigen des Barometers sind:

1. Starke Erkaltung der unteren Luftschichten. Dadurch ziehen dieselben sich zusammen, die Flächen gleichen Druckes senken sich, in der Höhe findet seitlicher Zufluss von Luft statt, und der Druck nimmt zu.

2. Absteigende Bewegung der Luft; denn diese strebt die unteren Luftschichten zusammenzupressen, wodurch die Dichtigkeit und der Luftdruck erhöht wird.

3. Einströmen von Luft in ein barometrisches Minimum während gleichzeitig die das Minimum bedingenden Ursachen nicht stark genug sind, alle zuströmende Luft fortzuführen; es muss dann am Orte des Minimums der Luftdruck steigen.

Einfluss der Bewölkung und des Niederschlags auf die Temperatur. Bewölkung hat auf die Temperatur den Einfluss, dass 75.
sie die Besonnung der Erdoberfläche verhindert, also der Erwärmung entgegenwirkt, dass sie andererseits aber auch einen wirksamen Schirm gegen die Ausstrahlung bildet und somit das Sinken der Temperatur in der Nacht und in der kalten Jahreszeit verlangsamt. Deshalb auch — und nicht nur infolge der mitgebrachten Temperatureigentümlichkeiten der betreffenden Winde selbst — sind im Sommer die Tage mit Bewölkung, also besonders die SW-Windtage, im allgemeinen die kühleren, die Tage mit heiterem Himmel, also diejenigen mit östlichen Winden, die wärmeren, im Winter umgekehrt.

Niederschlag, der aus grösseren, kalten Höhen fällt, wirkt oft abkühlend auf die unteren Luftschichten, besonders im Sommer, wo er in grösserer Höhe entsteht, und die vertikale Temperaturabnahme grösser ist als im Winter. In der letzteren Jahreszeit bildet sich der Niederschlag häufig in niedrigeren Luftschichten, und dann wird durch die bei seiner Ausscheidung freiwerdende Kondensationswärme die Lufttemperatur gewöhnlich erhöht.

76. **Die barometrischen Maxima (Anticyklonen) und ihr Einfluss auf die Witterung.** Von bedeutendem Einfluss auf die Witterungsverhältnisse unserer Gegenden ist das bleibende grosse barometrische Maximum in den subtropischen Breiten über dem atlantischen Ozean, sowie dasjenige, welches über dem asiatischen Kontinent in der kalten Jahreszeit besteht. Der hohe Luftdruck des letzteren dehnt sich zuweilen auch über Nord-Europa aus, woraus für unsere Gegenden östliche und nordöstliche Winde mit trockener, klarer und sehr kalter Luft hervorgehen. Öfters wird auch Central-Europa selbst von dem kontinentalen Maximum mit umschlossen; ersteres ist dann von den warmen ozeanischen Winden abgeschnitten und erfährt eine ungemein starke Erkaltung, weil die trockene, klare und ruhige Luft innerhalb des Maximums der Ausstrahlung äusserst günstig ist. — Das atlantische Maximum seinerseits greift häufig — besonders im Winter — nach Südwest-Europa herüber, was (im Verein mit dem im Winter niedrigen Luftdruck des nordatlantischen Ozeans und des Eismeeres, bezw. mit dem asiatischen Minimum im Sommer) die Entwickelung südwestlicher und westlicher Winde über West- und Mittel-Europa begünstigt, welche Winde Bewölkung und Niederschlag, im Winter Erwärmung, im Sommer Kühlung bringen. Werden unsere Gegenden selbst in den hohen Druck einbezogen, wobei im Winter zuweilen sich eine Verbindung mit dem asiatischen Maximum herstellt, so haben wir ruhiges, klares, im Sommer warmes, im Winter kaltes Wetter. Ein anderer, im Frühjahr und Sommer häufiger Fall ist der, dass der hohe Druck des atlantischen Maximums sich weiter nach Norden über England oder West-Frankreich erstreckt, ohne unsere Gegenden mit zu umfassen. Dann haben die letzteren westliche und nordwestliche Winde mit kühlem, feuchtem Wetter. — Noch manchfache Komplikationen werden dadurch veranlasst, dass von den beiden genannten Hauptgebieten hohen Druckes sich öfters kleinere Teile ablösen, welche sich weiter umgestalten und fortbewegen oder auch wieder verschwinden, ebenso wie andere Maxima, die sich irgendwo unabhängig von einem Hauptmaximum gebildet haben.

Die subtropischen Gebiete hohen Luftdrucks (S. 68) entstehen und werden erhalten durch den in jenen Breiten niedersinkenden oberen Luftstrom, den Antipassat. Das erwähnte winterliche Luftdruckmaximum über Asien entsteht (vergl. S. 71) durch den in der Höhe vom wärmeren, südlich und östlich

gelegenen Meere her erfolgenden Luftzufluss, während über dem Kontinent die Luft stark erkaltet, dicht und schwer wird und unten anticyklonal abströmt. Auch in Europa zeigt sich derartiges auf den Inseln und Halbinseln in kleinerem Massstab. Zuweilen entstehen auch Maxima auf der Westseite der ostwärts abziehenden Depressionen, indem auf den Westseiten der letzteren die aus Nord- und Nordwest kommende Luft nach Westen abgelenkt wird und sich hier zu grösserer Dichtigkeit anhäuft Die Anticyklonen unserer Gegenden werden ebenfalls dadurch unterhalten, dass (wie S. 76 bereits gesagt) Luft in der Höhe zufliesst und die unten abströmende derart ersetzt, dass die Luftanhäufung und der hohe Druck daselbst erhalten bleibt. Die oben zufliessenden, das Maximum nährenden Luftmassen werden von benachbarten Gebieten niedrigen Luftdruckes geliefert, über welchen (meist infolge stärkerer Erwärmung) die Flächen gleichen Druckes höher gehoben sind, wodurch die Luft in der Höhe ein Gefälle nach der Gegend des Maximums hin erhält. Beim Herabsinken in dem letzteren gelangt die Luft unter grösseren Druck, wird dadurch erwärmt und relativ trocken.

Ungeachtet dieser (dynamischen) Erwärmung pflegt die Gegend eines Maximums im Winter sich gerade durch Kälte auszuzeichnen. Denn die Trockenheit der Luft bewirkt klaren Himmel und daher starke Ausstrahlung, was im Winter, als der Zeit, wo die Einstrahlung weit schwächer als die Ausstrahlung ist, zu starker Erkaltung führen muss. Da aber die durch das Maximum hervorgerufene Kälte dem Fortbestehen desselben förderlich ist, so ergiebt sich, dass im Winter die Maxima die günstigsten Bedingungen ihrer Existenz in sich schliessen, während sie im Sommer, wo die Einstrahlung überwiegt, vermöge der von ihnen bewirkten Klarheit die Erwärmung begünstigen und damit ihre Fortdauer untergraben. Sie sind daher im Winter stärker ausgebildet und häufiger als im Sommer. Die Erkaltung des Bodens und der unteren Luftschichten wird in der Regel dadurch sehr beträchtlich, dass die letzteren allmählich immer geringeren Anteil an der Bewegung nehmen, indem das erwärmende Herabsinken der Luft schon in einiger Höhe über dem Boden abschliesst und in die horizontale Bewegung übergeht, wodurch die unteren Schichten der Wärmezufuhr von oben her entzogen und einseitig dem abkühlenden Einfluss des kalten Erdbodens ausgesetzt sind. Besonders geeignete Örtlichkeiten zur Ausbildung eines solchen Zustandes sind Einsenkungen, Thalbecken, in welchen sich kalte Luft ansammelt, die dann von einer Zirkulation fast vollkommen ausgeschlossen ist.

Die mit einem Maximum im Winter verbundene strenge Kälte erreicht einen höheren Grad wenn Schnee liegt, als wenn keiner liegt. Die Schneeoberfläche strahlt nämlich stark aus, und zugleich ist die Wärmeleitungsfähigkeit der Schneeschicht so gering, dass sie nicht vermag, für die an ihrer Oberfläche verlorene Wärme Ersatz zu schaffen

durch Zufuhr aus dem wärmeren Boden. Daher erkaltet die Oberflächenschicht der Schneedecke in klaren Nächten sehr bedeutend, und dadurch werden dann auch die anliegenden unteren Luftschichten stark abgekühlt. Der Boden selbst erhält sich also durch die Schneedecke wärmer als ohne solche, die Schneeoberfläche aber — und durch diese die Luft — erkaltet stärker als die Bodenoberfläche und die Luft erkaltet, wenn die Schneedecke fehlt; denn im letzteren Fall wird infolge des besseren Leitungsvermögens des Bodens, verglichen mit dem des Schnees, die an der Bodenoberfläche ausgestrahlte Wärme zum Teil wieder ersetzt durch Zuleitung von unten.

Gebiete hohen Luftdrucks haben, wie sich aus dem Vorherigen ergiebt, heiteres oder doch nur nebliges Wetter, im Winter intensive Kälte, im Sommer reichliche Wärme. Die Maxima überdecken in der Regel grosse Länderstrecken, sind häufig durch barometrische Depressionen eingeengt und dadurch äusserst unregelmässig gestaltet und haben innerhalb ihres Umfangs ruhige Luft oder doch sehr schwache Winde, deren Stärke nach der Peripherie hin nur sehr langsam wächst. Die Isobaren liegen gewöhnlich weiter auseinander, als in der Gegend einer Depression, die Gradienten sind kleiner.

Die Fortbewegung der Maxima erfolgt sehr selten rasch, in der Regel äusserst langsam, oft bleiben sie mehrere Tage hindurch stationär. In betreff der Fortbewegungsrichtung lassen sie bei uns nur geringe Regelmässigkeit erkennen. Es sind alle Richtungen vertreten, jedoch herrscht die west-östliche etwas vor. In den Vereinigten Staaten dagegen bewegen sich die Maxima (ebenso wie die Minima und mit diesen abwechselnd) in den meisten Fällen auf einer einzigen Zugstrasse von West nach Ost.

77. **Barometrische Minima (Cyklonen).** Von der grössten Bedeutung für das Wetter unserer Breiten sind die barometrischen Minima oder Depressionen mit ihrem cyklonalen Windsystem, die man mit Rücksicht auf das letztere auch als Cyklonen oder atmosphärische Wirbel bezeichnet.

Die Grundursache der Gleichgewichtsstörungen der Atmosphäre, welche zur Entstehung der Cyklonen führen, dürfte hauptsächlich zu suchen sein in der ungleichen Erwärmung der Erdoberfläche und in dem atmosphärischen Wasserdampf. Durch stärkere Erwärmung der Luft über irgend einem Gebiete werden daselbst die Flächen gleichen Druckes gehoben, es fliesst oben Luft ab, wodurch unten eine Druckverminderung und ein Zuströmen von Luft aus der Umgebung, woselbst der Druck grösser ist, eingeleitet wird. Je feuchter die Luft über dem erwärmten Gebiete ist, desto leichter wird dieselbe emporsteigen. In der Höhe wird Kondensation eintreten, die hierbei freiwerdende Wärme erteilt der Luft

einen neuen Antrieb zum Aufsteigen. Die Luft, die nach dem Gebiet des so entstandenen niedrigen Luftdrucks von allen Seiten hinströmt, wird durch die Erdrotation vom direkten Wege abgelenkt, auf der nördlichen Halbkugel nach rechts (ausgenommen eine schmale Zone am Äquator, wo der Einfluss der Erddrehung zu gering ist), und so entsteht die Tendenz zu einer Wirbelbewegung, welche durch die hinzutretende Centrifugalkraft unterstützt wird. Dies hat dann weitere Luftverdünnung im zentralen Raum zur Folge. Je heftiger die Wirbelbewegung, desto stärker wird die Luftverdünnung bei gleichzeitig fortdauerndem Luftabfluss in der Höhe. So kann unter günstigen Umständen die Druckverminderung im Zentrum sehr bedeutend werden, was wiederum die Luftbewegung um dasselbe beschleunigen muss. Eine wesentliche Bedingung für das Fortbestehen der Cyklone ist das Aufsteigen der Luft im Centrum nebst dem in der Höhe erfolgenden Abfluss nach aussen, und dabei spielt der Wasserdampf und die bei seiner Kondensation auftretende Wärme die bereits bezeichnete wichtige Rolle. Die aus dem Kondensationsprozess hervorgehende Wärme trägt dadurch, dass sie die Hebung der Luftmassen im Innern der Cyklone und deren Abfluss fördert, wesentlich zur längeren Erhaltung der Cyklonen bei. — Übrigens ist eine grosse Anzahl von Cyklonentheorien aufgestellt werden, auf die hier jedoch nicht näher eingegangen werden kann.

Witterungserscheinungen in den Cyklonen. Fast stets sind die 78.
Cyklonen von Wolken und Niederschlägen, häufig auch von Gewittern begleitet. Die Niederschläge erfolgen in unseren Breiten hauptsächlich auf der östlichen Seite derselben. Wegen der Wolkenbildung und der daraus erwachsenden Beschirmung des Bodens gegen Ausstrahlung muss die Cyklone, im Gegensatz zur Anticyklone, während des Winters im allgemeinen *wärmeres* Wetter mit sich bringen; hierdurch wird zugleich die Fortdauer der cyklonischen Luftbewegung begünstigt, ebenso wie die Anticyklone durch die Kälte, welche sie im Winter veranlasst, an Existenzfähigkeit gewinnt. Im Sommer pflegt sich gerade umgekehrt die Cyklone durch kühles, die Anticyklone durch warmes Wetter auszuzeichnen, wodurch beider Fortbestand gefährdet wird. Die Cyklonen wie die Anticyklonen haben also im Sommer die Tendenz, sich selbst zu zerstören, im Winter diejenige, sich zu erhalten. Deshalb treten beide im Winter häufiger und intensiver auf als im Sommer.

Im Centrum der Cyklone sind die Winde schwach und veränderlich, Windstillen häufig. Die Windstärke wächst von aussen nach innen; am grössten ist sie in der Nähe des Centrums, sehr gering in dem Raum zwischen zwei Depressionen. Die verschiedenen Seiten haben verschiedene Gradienten und Windstärken. Der kleinste Gradient liegt in den Cyklonen des nördlichen und westlichen Europa meist im nördlichen Quadranten,

der grösste in der Regel im südlichen Quadranten. Dort erreicht er nicht selten die Grösse von Sturmgradienteu, der Wind wird zum Sturm. Auf den südlichen Teil einer Cyklone sind aber die meisten europäischen Stürme beschränkt. Bei gleichen Gradienten haben in unseren Breiten die nördlichen und östlichen Winde eine grössere Stärke als die südlichen und westlichen. Im Sommer ist bei gleichen Gradienten die mittlere Windgeschwindigkeit merklich grösser als im Winter[1]).

79. **Umfang und Tiefe der Cyklonen in unseren Breiten; ihre Verbreitung über Europa.** Der Umfang der Cyklonen ist in unseren Breiten durchschnittlich viel grösser als in den Tropen; ihr Durchmesser wächst mit der geographischen Breite, beträgt häufig bis 1600 englische Meilen bei einem Windsystem, bei mehreren Depressionscentren und Windsystemen oft 6000 englische Meilen. In Europa beherrscht öfters eine einzige Cyklone die Luftbewegung des ganzen Erdteils. Die Höhe der Cyklonen ist noch unvollkommen untersucht, doch berechtigen die bisherigen Beobachtungen zu der Annahme, dass bei unseren Wirbeln der horizontale Durchmesser die Höhe viele hundertmal übertrifft.

Die meisten europäischen Minima sind nicht sehr tief, sie gehen selten unter 735 mm, nur in Nordwest-Europa zuweilen bis auf 720 mm herab, daher sind die Winde gewöhnlich nicht von sehr grosser Stärke oder doch höchstens auf der einen (der südlichen) Seite des Wirbels von Sturmesgeschwindigkeit. Ihre Form pflegt ziemlich unregelmässig und wandelbar zu sein, häufig bilden sich Teilminima mit grösseren Gradienten aus, welche dann auf die Witterung einen grösseren Einfluss auszuüben vermögen, als die Hauptminima. Übrigens geben ganz flache Depressionen zuweilen mehr Niederschlag als tiefe, obwohl die Änderungen des Wetterzustandes im allgemeinen bei den tieferen Depressionen grösser sind als bei den flachen.

Die Minima sind am häufigsten in den Küstengebieten, besonders häufig in der Umgebung der britischen Inseln, über der Nordsee, an der norwegischen Küste, über dem südlichen Ostseegebiet und in der Umbung Italiens, weniger häufig im Binnenland und in gebirgigen Gegenden. Sturmcentra sind in Nord-Europa, besonders in Süd-Schweden, häufiger als im übrigen Europa.

80. **Ortsveränderung der Cyklonen.** Die Depressionen haben die Fähigkeit der Ortsveränderung in viel höherem Grade als die barometrischen Maxima. Die Ortsveränderung geschieht indem das Minimum von der einen Seite her ausgefüllt wird, während gegenüber die Luftverdünnung sich immer wieder herstellt, so dass das Ganze nach dieser

[1]) Der Winkel, welchen die Windrichtung mit dem Gradienten bildet, ist im Sommer ebenfalls grösser als im Winter, ferner grösser über dem Meer als über dem Land und grösser in den Cyklonen als in den Anticyklonen.

Seite eine Verschiebung erfährt. Das Fortschreiten geschieht mit sehr verschiedener Geschwindigkeit, manchmal erscheinen dieselben fast stationär, oft schreiten sie mit Sturmesgeschwindigkeit fort. Die mittlere Geschwindigkeit der 1676 innerhalb 5 Jahren (1876—80) in West-Europa beobachteten Minima betrug 640 Kilometer in 24 Stunden (7,4 m pro Sekunde), was ungefähr der Geschwindigkeit eines mässigen Windes gleichkommt. In den mittleren Breiten des nordatlantischen Ozeans ist die Geschwindigkeit etwas grösser (700 Kilometer in 24 Stunden) und in den Vereinigten Staaten fast doppelt so gross als in Europa (1110 Kilometer pro 24 Stunden). In der kalten Jahreszeit erfolgt das Fortschreiten etwas rascher (um etwa 15%) als in der warmen. Die tiefen Depressionen (Sturmcentren) bewegen sich durchschnittlich etwas rascher als die weniger tiefen.

Die meisten Cyklonen der gemässigten und der kalten Zone schreiten nach Osten fort.

Über die Ursache respektive die Bedingungen dieser bei uns vorwiegend nach Osten gerichteten Fortbewegung der Minima gehen die Ansichten noch sehr auseinander. Einige suchen den Erklärungsgrund dafür in der grösseren Wärme und dem Dampfreichtum der aus südlichen Strichen kommenden, auf der östlichen Seite in den Wirbel gelangenden Luftmassen, welche wegen jener Beschaffenheit leichter aufsteigen und vermöge der durch sie gelieferten Kondensationswärme besser als die kalten, dampfärmeren Luftmassen der Westseite imstande sind, die Luftverdünnung aufrecht zu erhalten, während von Westen her die Ausfüllung erfolgt. Man hat auch die Ursache in der Lage des grössten Gradienten vermutet, der bei den aussertropischen Wirbeln gewöhnlich auf der Südseite liegt, so dass dorthin der Luftdruck am stärksten wächst. Dort ist dann die Windgeschwindigkeit am grössten, die Luft in der Osthälfte — aus Süden kommend — hat demzufolge abnehmende Geschwindigkeit, die Luftmassen auf der Westhälfte welche sich nach Süden bewegen, haben zunehmende Geschwindigkeit; diese beschleunigte Bewegung auf der Westhälfte ist daher mehr als die sich verlangsamende auf der Osthälfte imstande, das Minimum von ihrer Seite her auszufüllen und nach der entgegengesetzten Seite zu verschieben. Diese Erklärung würde auch für die tropischen Wirbel passen, welche sich nicht ost- sondern westwärts bewegen, welche aber auch den steilsten Gradienten (auf unserer Hemisphäre) nicht südlich sondern nördlich haben. Denn eine Cyklone z. B. über dem atlantischen Ozean zwischen dem Äquator und dem Wendekreis des Krebses hat im Norden das subtropische Gebiet hohen Luftdrucks, dorthin also die rascheste Luftdruckzunahme, folglich in ihrer Westhälfte abnehmende, in der Osthälfte zunehmende Geschwindigkeit der Luftbewegung, was eine Verschiebung des Ganzen nach Westen zur Folge hat. Gelangt die Cyklone an die Westgrenze des hohen Luft-

drucks (in der Nähe der Ostküste des nordamerikanischen Kontinents), wo sie den hohen Druck im Nordosten hat, so bewegt sie sich nach Nordwest und biegt dann mit Überschreitung der Passatgrenze — das Gebiet hohen Druckes östlich, später südöstlich bis südlich lassend — über Nord nach Nordost bis Ost um, nimmt also schliesslich die Richtung an, welche bei den Cyklonen der gemässigten Zone vorwaltet.

Welches auch die eigentliche Ursache sei, die Erfahrung lehrt, dass die Depressionen der nördlichen Erdhälfte sich vorzugsweise so bewegen, dass sie den höheren Luftdruck auf ihrer rechten Seite haben. Ferner hat die Erfahrung ergeben, dass in der nördlichen gemässigten Zone die fortschreitenden Cyklonen gewöhnlich die höchsten Temperaturen rechts liegen lassen, sowie endlich, dass die Cyklonenbewegung durchschnittlich mit der Richtung der stärksten Winde in der Cyklone zusammenfällt.

Was die Art der Fortbewegung betrifft, so ist dieselbe nicht so zu verstehen, dass die Depression als eine einzige rotierende Luftmasse fortschreite, sondern so, dass durch die die Cyklonenbildung bedingenden Kräfte stets neue Luftmassen den Antrieb empfangen, die cyklonale Bewegung um das in der Bewegungsrichtung der Cyklone etwas vorgeschobene (bezw. dort stets neu entstehende, von der Rückseite her sich ausfüllende) Minimum auszuführen, während vorher beteiligt gewesene Luftmassen in demselben Maasse (solange der Wirbel seine Dimensionen nicht ändert) aus dem System ausscheiden.

81. **Zugstrassen.** In Nordamerika zeigt sich hinsichtlich der Fortbewegungsrichtung der Cyklonen eine grosse Regelmässigkeit. Die weitaus meisten Minima (und Maxima) bewegen sich auf einer Zugstrasse über die oberen Seen und Canada in gerader Richtung nach Osten, andere gelangen aus SW an den atlantischen Ozean. Die Mehrzahl durchzieht den letzteren und gelangt nach Europa (über Grönland und von da nach Osten wandernd, oder über Island, oder quer über den atlantischen Ozean oder über die Azoren). In Europa und teilweise schon über dem Ozean, zeigt sich eine viel grössere Mannigfaltigkeit in der Zugrichtung, eine grössere Anzahl von Zugstrassen mit ziemlich gleicher Frequenz, ein etwas kompliziertes Netz darstellend. In der Gegend der Konvergenzpunkte pflegen die Minima länger zu verweilen, auch zuweilen auf kurze Zeit westwärts zu gehen; ebendaselbst bilden sich häufig Teilminima und stationäre Depressionen aus.

Die Fig. 10 enthält die Zugstrassen der europäischen Minima nach den Beobachtungen von 1876 bis 1880[1]).

Die Zugstrasse I beginnt im Nordwesten der britischen Inseln, führt die norwegische Küste entlang nach Finnmarken, nimmt noch die hauptsächlich von der Gegend Islands kommenden Minima auf (I d) und teilt sich dann in 3 Zugstrassen, von denen eine zum Eismeer, eine

[1]) van Bebber, Handbuch der Witterungskunde. 1886.

(häufiger frequentierte) zum Weissen Meere, und die dritte südostwärts nach dem Innern Russlands führt. Die Zugstrasse I ist in allen Jahreszeiten, ausser Frühjahr, häufig frequentiert.

Von der Umgebung der britischen Inseln führen drei weitere Zugstrassen II, III und IV quer über das Nordseegebiet, Südskandinavien, die Ostsee hauptsächlich nach Finnland und den russischen Ostseeprovinzen, und zwar teils von der Gegend im Norden und Osten Schottlands aus in östlicher bezw. südöstlicher Richtung (II und III), teils von der Gegend vor dem Kanal aus in nordöstlicher Richtung (IVa und IVb) nach Finnland.

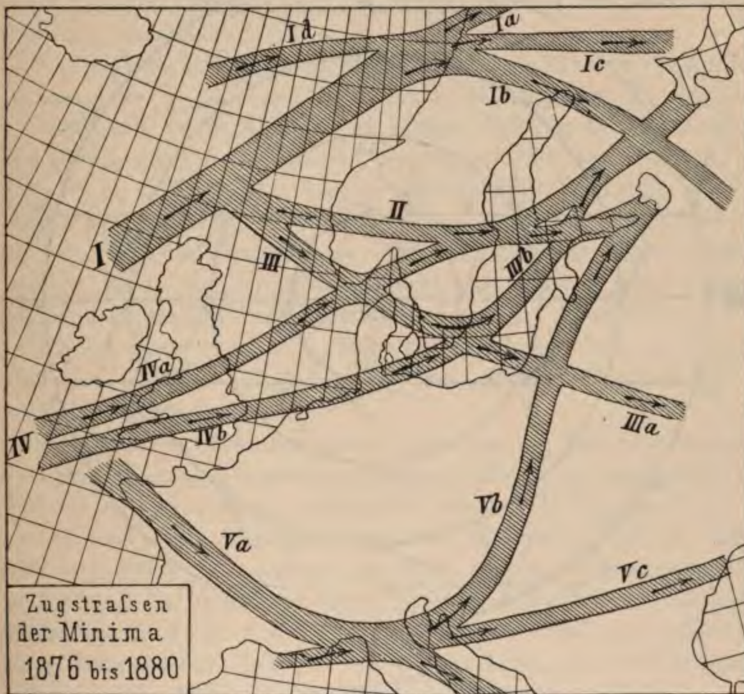


Fig. 10.

Eine andere, im Frühjahr stark, im Sommer fast gar nicht frequentierte Zugstrasse Va führt vom Südwesten der britischen Inseln südostwärts über Frankreich nach dem Mittelmeer hin, vereinigt sich dort mit einer aus dem westlichen Mittelmeer kommenden und geht dann teils südostwärts weiter, teils (besonders im Frühjahr) nordost- und nordwärts (Vb) nach der Gegend des Finnischen Meerbusens, teils ostwärts zum Schwarzen Meer (Vc). — Im allgemeinen verfolgen die Minima mit Vorliebe die Küstenlinien.

Es leuchtet ein, dass es von der grössten Wichtigkeit für die praktische Meteorologie sein muss, zu wissen, welchen Weg eine Cyklone voraussichtlich nehmen wird, da dieselben das Wetter der von ihnen berührten Gegenden in hohem Grade zu beeinflussen vermögen.

82. **Änderung des Windes beim Vorübergang einer Cyklone.** Fig. 11 stellt schematisch die Windrichtungen in einem europäischen Wirbelkreis dar, wobei angenommen ist, dass die Isobaren konzentrische Kreise darstellen, dass der Luftdruck, den dieselben bezeichnen, von aussen

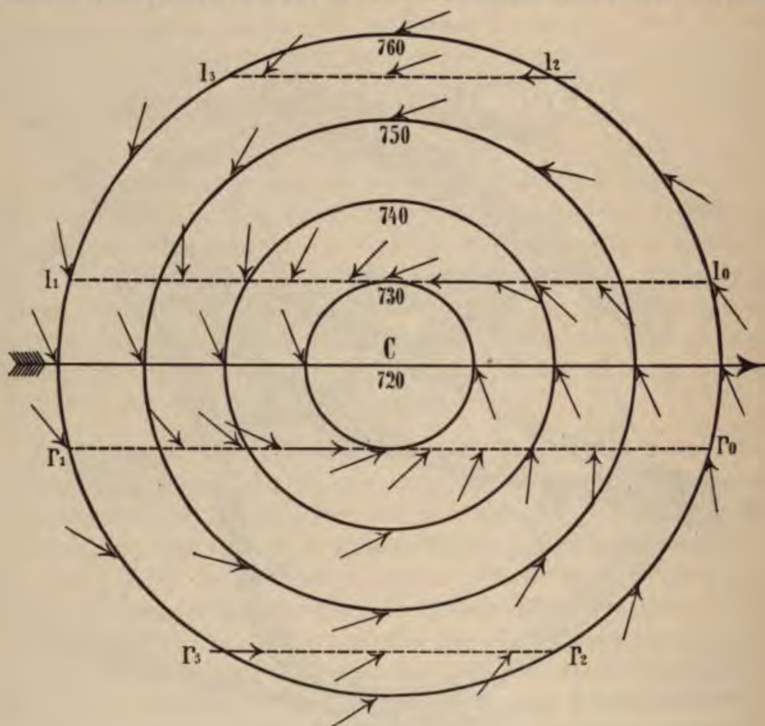


Fig. 11.

nach innen von 760 auf 720 mm fällt, und der ganze Wirbel in der Richtung des grossen Pfeils nach rechts (ostwärts) fortschreitet. Die Windrichtungen sind durch die kleinen Pfeile bezeichnet. Daraus wird ersichtlich, wie die Windrichtung, mit welcher ja auch die übrigen meteorologischen Elemente sich ändern, an einem Orte wechseln muss, wenn eine Cyklone über ihn hinweggeht. Zur besseren Versinnlichung dessen können wir uns auch vorstellen, das ganze Windsystem verbleibe unbeweglich und der betreffende Ort bewege sich durch dasselbe von Ost nach West (von rechts nach links), also entgegen der Richtung des grossen Pfeils. Dabei sind hauptsächlich drei Fälle zu unterscheiden.

1. Liegt der Ort auf der Bahn des Centrums selbst, tritt er hinter der Spitze des grossen Pfeiles in den Wirbel ein, so hat er den Wind aus SSE; beim Weiterschreiten in der Linie des grossen Pfeiles von rechts nach links ändert sich die Windrichtung nicht, nur die Stärke wächst bis in die Nähe des Centrums, das Barometer fällt immer mehr, bis das Centrum herangekommen ist. Dort herrschen schwache Winde oder Windstillen. Hat das Centrum den Beobachtungsort passiert, so weht der Wind mit erneuter Stärke aus NNW, also aus der der früheren gerade entgegengesetzten Richtung; je weiter das Centrum sich entfernt, desto mehr steigt das Barometer, die Heftigkeit des Windes wird weiterhin geringer, aber die Richtung bleibt während des Vorbeipassierens der ganzen hinteren Wirbelhälfte unverändert.

2. Liegt der Beobachtungsort r e c h t s von der Bahn des Centrums, bei r_0, so dass er der gestrichelten Linie von r_0 nach r_1 folgt, so springt der Wind nicht mit einem Male wie im vorigen Falle nach der entgegengesetzten Himmelsgegend um, sondern er geht a l l m ä h l i c h von SSE durch S, SW, W in NNW über, ohne zwischenliegende Windstille. — Liegt der Ort w e i t seitwärts von der Bahn des Centrums auf deren r e c h t e r Seite, so erfolgt die Drehung des Windes doch in demselben Sinne wie im vorigen Falle, nur durchläuft er nicht wie dort die ganze Kompasshälfte, sondern weniger, und zwar um so weniger, je seitlicher der Ort liegt; auf der Linie r_2 r_3 z. B. dreht der Wind nur noch von SW nach W und ist zugleich schwächer, da die grösste Windstärke in der Nähe des Centrums liegt.

3. Liegt der Beobachtungsort l i n k s von der Bahn des Centrums, (bei östlicher Fortbewegungsrichtung also nördlich), so dass er bei l_0 in den Wirbel eintritt und der gestrichelten Linie l_0 l_1 folgt, so dreht sich der Wind von seiner Anfangsrichtung SE allmählich nach E, NE, N, und ist schliesslich beim Austritt des Ortes aus dem Wirbel etwa NNW. Diese Drehung ist somit der unter 2. entgegengesetzt. In demselben Sinne (wie in 3.) dreht sich der Wind an einem Orte, der weiter links von der Centrumsbahn liegt als im vorigen Falle, nur ist die Drehung geringer, und die Windstärke hält sich auf niedrigeren Stufen.

Wir sehen also: Wenn die r e c h t e Seite eines Wirbels über einen Ort hinwegzieht, dreht sich daselbst der Wind im Sinne des Uhrzeigers, oder mit anderen Worten m i t der Sonne; liegt der Ort l i n k s von der Bahn des Centrums, so dreht sich daselbst der Wind entgegen dem Uhrzeiger oder der Sonne e n t g e g e n.

Die Drehung mit der Sonne wird auch das R e c h t s drehen des Windes genannt (da in diesem Falle die Änderung des Windes, wenn man diesem entgegensieht, nach der rechten Seite hin erfolgt), die entgegengesetzte Drehung wird als Z u r ü c k drehen bezeichnet.

Da die Cyklonen in unseren Breiten sich vorwiegend nach Osten bewegen, so kommt es wesentlich darauf an, ob eine solche nördlich oder

südlich von uns vorübergeht. Im ersten Falle haben wir Rechtsdrehen des Windes, im anderen Falle Zurückdrehen desselben zu erwarten. Erfahrungsmässig ist aber der erstere Fall bei uns der häufigere, die Mehrzahl der Minima, die für unsere Gegenden von Belang sind, zieht nördlich von Mitteleuropa vorüber, so dass wir uns auf der rechten Seite ihrer Bahnen befinden, und deshalb ist in unseren Gegenden das Rechtsdrehen des Windes viel häufiger zu beobachten als das Zurückdrehen.

83. Änderung des Wetters beim Vorüberziehen einer Cyklone.

Teilt man eine Cyklone unserer Breiten, die sich nach Osten, in der Richtung des grossen Pfeils, Fig. 12, fortbewegt, durch eine etwa von

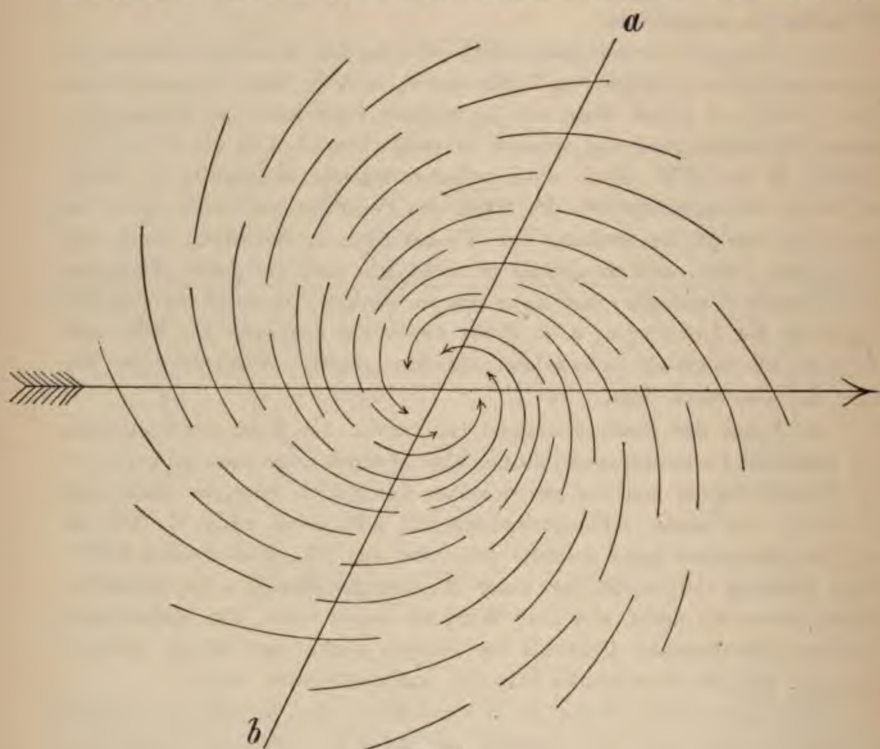


Fig. 12.

NNE nach SSW hindurch gelegte Linie a b, so erhält man zwei Hälften von entgegengesetztem Witterungscharakter, wie die nachstehende, von Mohn herrührende schematische Übersicht ergiebt.

Die rechte (vordere) Seite hat Winde aus W bis SW, S, SE bis E, also im Ganzen Winde aus südlicheren Gegenden.

Die linke (hintere) Seite hat Winde aus E bis NE, N, NW bis W, im Ganzen Winde aus nördlicheren Gegenden.

Berücksichtigt man nun was aus § 72 weiter über Charakter und Begleiterscheinungen der verschiedenen Winde bekannt ist, so erhält man für die beiden Cyklonenhälften folgendes Schema:

auf der vorderen (rechten) Seite:	auf der hinteren (linken) Seite:
Temperatur steigend,	Temperatur fallend,
Dampfmenge zunehmend,	Dampfmenge abnehmend,
Bewölkung zunehmend und dicht,	Bewölkung abnehmend,
Niederschlag zunehmend u. stark,	Niederschlag in Schauern und abnehmend,
Luftdruck abnehmend,	Luftdruck zunehmend.

Hieraus ergiebt sich, dass mit der durch den Vorübergang einer Cyklone verursachten systematischen Änderung des Windes an einem Orte eine mehr oder weniger durchgreifende Änderung aller Witterungsfaktoren Hand in Hand gehen muss. Die Änderung ist im allgemeinen um so bedeutender und präziser, je näher der Ort der Bahn des Centrums liegt, je regelmässiger konzentrisch die Isobaren rings um das Minimum liegen, und je grösser die Luftdruckunterschiede, die Gradienten sind. Der Umschwung vollzieht sich in dem Zeitpunkte, wo das Centrum über den Beobachtungsort hinweggeht, oder — bei seitlicher Lage des Ortes — diesem am nächsten gekommen ist. Das Thermometer geht vom Steigen zum Fallen über, desgleichen der Feuchtigkeitsmesser, die Windfahne dreht sich auf einen kälteren Windstrich, die Wolkendecke lichtet sich, der Niederschlag wird schwächer und geht im Winter oft von Regen in Schnee über. Das Barometer jedoch hört oft schon vorher auf zu fallen, wenn nämlich das Centrum selbst zunehmenden Luftdruck hat, also das Minimum sich auszufüllen beginnt, während andererseits, wenn das letztere sich mehr vertieft, die Umkehr des Barometers erst entsprechend später eintritt. Naht nach Abzug des einen ein neuer Wirbel heran, oder wird ein höherer Luftdruck durch einen Wirbel abgelöst, so ist ein Witterungswechsel im entgegengesetzten Sinne die Folge: der Wind geht von der Nordseite nach der Südseite herum, Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung, Niederschlag nehmen zu, der Luftdruck nimmt ab. Die Wärmeänderungen beim Vorübergang einer Depression sind namentlich im Winter sehr beträchtlich[1]).

[1]) Sehr anschaulich stellt van Bebber (Handbuch der Witterungskunde, 1885, I. Teil, Seite 294.) die Witterungsverhältnisse dar, welche in Hamburg beobachtet werden, wenn eine Depression von den britischen Inseln ostwärts über das Skagerrak hinaus nach Südskandinavien hinzieht, also den Beobachtungsort rechts von der Bahn des Centrums liegen lässt. „Bei Annäherung der Depression fängt mit nach Südost umgehendem und unter Auffrischen nach Süd, später nach Südwest drehendem Winde und heiterem oder aufklarendem Wetter in der Regel das Barometer an zu sinken; bald darauf erscheinen im Westen lang gestreckte Fäden Cirrusstreifen oder ein zarter Wolkenschleier, welcher langsam zum Zenith heraufzieht. Das sind die ersten Vorboten schlechten

84. **Wetterkarten, Wetterprognose.** Im Vorhergehenden haben wir gesehen, dass die Winde es hauptsächlich sind, welche das Wetter machen, dass aber die Winde durch die Verteilung des Luftdruckes über grosse Flächen bedingt werden, dass es demnach auf die Lage der barometrischen Maxima und Minima ankommt, und dass insbesondere die barometrischen Minima eine wichtige Rolle spielen, indem diese vermöge der weiten Erstreckung und Intensität der cyklonalen Luftbewegung und infolge ihrer eigenen Ortsveränderung es vorzugsweise sind, welche das Wetter unserer Breiten bestimmen. Hätte man nun Kenntnis einmal von der in einem gegebenen Zeitpunkt obwaltenden Wetterlage auf einem weiten Gebiete, speziell von der etwaigen Lage, Tiefe, Form und Ausdehnung einer noch fernen Depression, dann von dem Weg, den dieselbe von da ab nehmen wird, sowie von der

---

Wetters, welches im Westen bereits zur Herrschaft gelangt ist, und die mehr oder weniger massenhafte Entwickelung und die Geschwindigkeit dieser Wolkenart deutet in der Regel schon auf die geringere oder grössere Intensität der herrannahenden Depression. Die oberen Wolken haben in diesem Falle nicht dieselbe Zugrichtung, wie der Unterwind, sondern beide Richtungen kreuzen sich fast unter einem rechten Winkel. Allmählich überzieht eine dichtere Wolkenschicht wie ein Teppich den ganzen sichtbaren Himmel, bald tauchen unter dieser Hülle schwarze Regenwolken auf, und nun beginnen ausgebreitete und anhaltende Niederschläge, meist von nicht sehr erheblicher Intensität, der sogenannte Landregen, der erst nach Vorübergang der Depression sein Ende erreicht. Hat die Aufklarungslinie den Ort passiert, so dreht der Wind, welcher allmählich unter fortgesetztem Auffrischen nach West umgegangen war, entweder allmählich oder plötzlich in einer mehr oder weniger heftigen Böe nach Nordwest, die Niederschläge haben jetzt ihre grösste Stärke erreicht und werden, indem die Wolkendecke zerreisst, plötzlich unterbrochen. Ein ganz neuer Witterungszustand ist mit einem Mal eingetreten: blauer Himmel wechselt jetzt rasch mit schwerem Cumulusgewölk, aus welchem bei böigem, rasch anschwellendem und plötzlich nach nördlicheren Richtungen springendem Winde und bei sprungweisem, oft rapidem Sinken des Thermometers heftige, aber meist nur kurze Zeit andauernde Regen-, Schnee- oder Hagelschauer herniederstürzen. Das Barometer, welches vorher seinen tiefsten Stand erreicht hatte, steigt oft mit ausserordentlicher Geschwindigkeit. Allmählich werden die Böen seltener, der Wind schwächer, die Niederschläge fallen immer spärlicher und hören dann gänzlich auf; die Bewegungen des Barometers werden langsamer, und nach längerer oder kürzerer Zeit heiterer, ruhiger Witterung macht eine im Westen erscheinende neue Depression ihren Einfluss geltend.

Nicht so typisch dagegen sind die Witterungsvorgänge, wenn die Depression südlich an dem Orte vorbeigeht, oder dieser auf der linken Seite der Bahn der Depression gelegen ist. Alsdann zeigen sich zuerst die Cirruswolken oder der Cirrusschleier am südwestlichen Horizont. Während jene den Himmel überziehen, dreht der Wind bei fallendem Barometer gegen die Bewegung des Uhrzeigers. Unter der gleichmässig aschgrauen Decke ist die Entwickelung schwerer Regenwolken viel seltener, und die Ausbreitung des Regengebietes ist viel beschränkter als auf der Südseite. Hört der Regen auf, so bleibt noch eine Zeit lang die aschgraue Decke, und das Aufklaren geht nur ganz allmählich von statten, nachdem die Depression sich entfernt, und das Barometer zu steigen begonnen hat."

Geschwindigkeit, mit welcher sie auf diesem Wege fortschreiten und von den etwaigen Veränderungen, die sie dabei erleiden wird, so würde man imstande sein, mit grosser Wahrscheinlichkeit die zu erwartenden Änderungen des Wetters über dem berührten Gebiete nach Zeit und Art vorauszubestimmen.

Der ersten dieser Bedingungen vermag die heutige Meteorologie, die den elektrischen Telegraphen in ihren Dienst genommen hat, sehr wohl zu genügen. Bei der meteorologischen Centralstelle für Deutschland, der Seewarte in Hamburg, laufen auf telegraphischem Wege täglich Vormittags die Meldungen über die Morgens 8 Uhr an nahezu 100 über ganz Europa (ausschliesslich der Pyrenäen- und der Balkanhalbinsel) zerstreuten meteorologischen Stationen gemachten Beobachtungen ein. Viele dieser Stationen fügen noch die Ablesungen vom vorhergegangenen Abend hinzu, einige senden ausserdem noch Nachmittags eine Depesche mit den Beobachtungen von Nachmittags 2 Uhr, und ungewöhnliche Witterungsvorgänge werden durch Extradepeschen an die Seewarte gemeldet.[1]) Diese Depeschen insgesamt liefern der Seewarte das Material zur Herstellung der synoptischen Karten, der **Wetterkarten**, welche täglich daselbst zur Ausgabe gelangen (Fig. 13), und zwar werden die meteorologischen Elemente derart geteilt, dass in eine Karte der **Luftdruck**, der **Wind** und die **Bewölkung**, in eine andere die **Temperatur**, die **Niederschlagsmengen** (der letzten 24 Stunden), und von den Küstenstationen der **Seegang** (der Grad der Bewegung der See) eingetragen werden. Die Stationen sind durch kleine Kreise bezeichnet. Auf der ersten Karte werden die Orte gleichen Druckes durch Linien, Isobaren, die man von 5 zu 5 Millimeter zieht, verbunden; die **Windrichtungen** werden durch Pfeile markiert, die mit dem Winde fliegen und ihre Spitze im Stationskreis haben; die **Windstärke** wird durch die Anzahl der Fiedern der Pfeile nach der halben Beaufort'schen Skala angegeben (1 Fiederstrich bezeichnet die Stufe 2, 6 Fiedern = Orkan), und zwar stehen die Fiedern nach links, d. h. nach der Seite des geringeren Luftdruckes. Windstille wird durch einen zweiten Kreis um die Station bezeichnet. Der

[1]) Von der Seewarte erhalten alsbald (Mittags) meteorologische Institute, Zeitungen etc. die sogenannte **Abonnementsdepesche**, welche die Beobachtungen von 27 europäischen Stationen enthält. Meteorologische Institute erhalten ferner jeden Mittag von der Seewarte das „**Isobarentelegramm**", welches ihnen die Lage der Isobaren genau mitteilt, dazu die Angaben mehrerer europäischer Stationen, die in der Abonnementsdepesche nicht enthalten sind, sowie die vorläufige Prognose für den kommenden Tag. Die definitive Prognose wird erst aufgestellt, wenn alle Morgendepeschen und die Nachmittagsbeobachtungsdepeschen bei der Seewarte eingelaufen sind, und wird zusammen mit einem Auszug der Nachmittagsbeobachtungen telegraphisch expediert, sowie auch dem täglichen autographierten oder gedruckten Wetterbericht beigefügt, der ausserdem eine Wetterübersicht in Tabellenform, in Worten und in Form von Karten (Wetterkarten) enthält.

Deutsche Seewarte. Wetterbericht vom 6. Februar

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Zahlen geben die Aenderung des Luftdrucks in den letzten 24 Stunden an. Die eingezeichneten Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (auf den Meeresspiegel reduzirten) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde. ——→ Zug der oberen Wolken.

TIEF

HOCH

○ klar
◔ ¼ bed.
◑ ½ bed.
◕ ¾ bed.
● bedeckt
• Regen ≡ Nebel
✱ Schnee ∞ Dunst
▲ Hagel △ Thau
△ Graupeln ⌴ Reif
~ Glatteis V Rauhfrost
⚡ Blitz, Wetterleuchten
T Gewitter ⌣ Nordlicht
◎ Windstille. Die Befiederung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 = Orkan)

Geographische
Die Direktion
Hamburg.

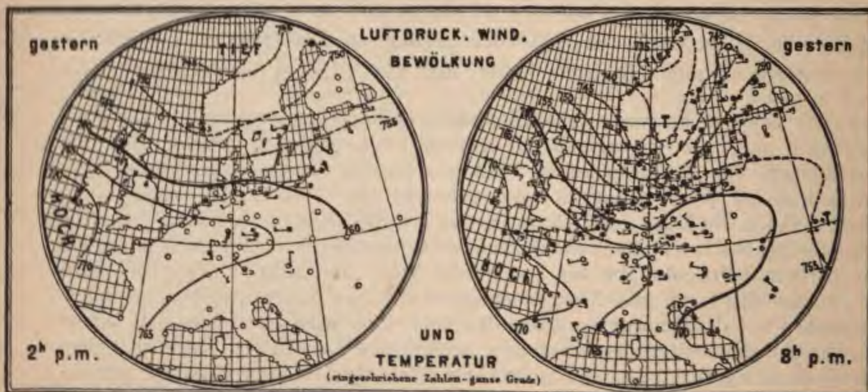


Fig. 13.

(Mittwoch) 1889. Jahrgang XIV. No. 37.

b. TEMPERATUR, NIEDERSCHLAG, SEEGANG 8, resp. 7 Uhr Morgens.



Allgemeine Uebersicht der Witterung am 6. Februar, **8(7) Uhr Morgens.**

Ein tiefes Minimum von 735 mm liegt über den Schwedischen Seeen, über Deutschland stellenweise stürmische Luftbewegung aus südlicher bis nordwestlicher Richtung hervorrufend. Über Zentraleuropa ist das Wetter trübe mit häufigen Schneefällen. In Deutschland, außer im Nordwesten, herrscht Frostwetter. Schneehöhe: Bamberg 5, Berlin 6, Hamburg 19, Königsberg 35 cm.

Aussichten für die Witterung des 7. Februar, in:

Nordwestdeutschland: Veränderliches Wetter mit mäßigen bis frischen westlichen und nordwestlichen Winden und wenig veränderter Temperatur.

Ostdeutschland: Veränderliches Wetter mit mäßigen bis frischen westlichen Winden. Temperatur wenig verändert oder steigend.

Süddeutschland: wie Ostdeutschland.

Abth. III. Dr. J. van Bebber.

Fig. 13.

Bewölkungsgrad wird in 4 Abstufungen angegeben, dadurch, dass der Flächeninhalt des Stationskreises zu ebensoviel Vierteln verdunkelt wird, als Viertel des Himmels von Wolken bedeckt sind. Regen wird durch einen Punkt, Schnee durch ein Sternchen neben dem Stationsort bezeichnet. Auf der zweiten Karte werden durch Verbinden der Orte gleicher Temperatur die Isothermen gezogen (von 5 zu 5°). Die Regenmenge wird durch einen Punkt im Ortskreis angezeigt, wenn sie innerhalb 24 Stunden weniger als 0,5 mm, durch einen Punkt neben der Station, wenn sie 1—5 mm betrug; 2 Punkte bedeuten Mengen von 6—10 mm, 3 zeigen 11—20 mm, 4 Punkte Mengen über 20 mm an. — Die übrigen Niederschlagsformen und ausserordentlichen Erscheinungen haben ebenfalls je für sich besondere Zeichen, deren Erklärung, wie diejenige sämtlicher Zeichen überhaupt, auf den Wetterkarten selbst vermerkt ist. — Endlich werden auf der Isothermenkarte die Änderungen der Temperatur, welche in den letzten 24 Stunden eingetreten sind, auf der Isobarenkarte die in den letzten 24 Stunden eingetretenen Änderungen des Luftdrucks (in Zahlen) vermerkt, und Gebiete hohen Druckes mit der Aufschrift „Hoch", solche niedrigen Druckes mit „Tief" versehen.

Ausser den für die Publikation bestimmten Karten werden auf der Seewarte in ähnlicher Weise noch mehrere angefertigt, welche teils die an den verschiedenen Tagesterminen gemachten Beobachtungen, teils die Änderungen, die seit dem letzten Termin (seit 6 bezw. 12 oder 24 Stunden) eingetreten sind, darstellen.

Diese Karten gewähren ein klares Bild des jeweiligen Wetterzustandes über dem ganzen Beobachtungsgebiet. Ist somit der ersten der oben gemachten Voraussetzungen: Kenntnis des jeweiligen atmospärischen Zustandes, insbesondere der Verteilung des Luftdruckes über weite Flächen (zugleich auch der jüngsten Veränderungen der Wetterlage) durch den modernen Witterungsdienst thunlichst entsprochen, so steht es wesentlich weniger günstig hinsichtlich der weiteren Voraussetzungen: Kenntnis der Bahn, welche eine im Beobachtungsgebiet wahrgenommene Cyklone verfolgen, und der Geschwindigkeit, mit welcher dies geschehen wird. Abgesehen davon, dass wir verhältnismässig spät Kunde von denselben erhalten, da auf dem atlantischen Ozean, von welchem unsere meisten Depressionen kommen, keine Beobachtungs-Stationen existieren, ist sowohl ihre Richtung wie ihre Geschwindigkeit sehr variabel, und wir haben bis jetzt kein Mittel, aus der Lage und Beschaffenheit einer im europäischen Beobachtungsgebiet erkundeten Depression mit Sicherheit voraus zu erkennen, wohin und wie rasch sie sich fortbewegen, oder wie sie sich ändern[1]) wird. Vielmehr kann dies nur mit mehr oder weniger

[1]) Ausbuchtung der Isobaren und Absonderung von Teilminima sind häufige, schwer vorherzusehende Erscheinungen, dabei von einschneidender Bedeutung für das Wetter.

Wahrscheinlichkeit auf Grund der gesammelten Erfahrungen geschehen. Die Gesetze der ferneren Wetterentwickelung aus gegebener Wetterlage (d. h. die Gesetze, nach welchen die meteorologischen Elemente einander beeinflussen, und die verschiedenen atmosphärischen Zustände sich aus einander herausbilden und sich folgen), sind trotz aller Anstrengungen der Meteorologen vorerst noch nicht soweit erforscht, als gewünscht werden muss, und es kann deshalb nicht wundernehmen, dass die in unseren Tagen geübte Wettervorhersage denjenigen Grad der Sicherheit, welchen die praktische Meteorologie im allgemeinsten Interesse erstrebt, noch nicht erreicht hat.

Behufs Aufstellung der Wetterprognose hat man mit Hilfe der vorerwähnten synoptischen Karten[1]) die Verteilung des Luftdruckes zu erkunden und den mutmasslichen Weg etwa vorhandener Depressionen aufzusuchen, um hieraus auf den demnächst zu erwartenden Wind schliessen zu können. Zugleich ist zu ermitteln, woher die Luftmassen etwa stammen, die der erwartete Wind bringen wird, um dadurch ein Urteil über deren Beschaffenheit hinsichtlich der Temperatur und des Dampfgehaltes zu ermöglichen. Aus den diesen Luftmassen ursprünglich zukommenden Eigenschaften in bezug auf Wärme und Feuchtigkeit, unter Berücksichtigung der auf ihrem Wege und am Orte zur Zeit herrschenden Wetterverhältnisse, sowie der daselbst wirkenden modifizierenden Einflüsse, und unter Beachtung dessen, was über die spezifische Wirkungsweise der Cyklonen und der Anticyklonen bekannt ist, lässt sich mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit auf das demnächstige Wetter schliessen. Jedoch beschränkt sich die Wettervoraussage auf kurze Zeit (24 bis 36 Stunden), eben weil eine ganze Anzahl bestimmender Faktoren, namentlich die Geschwindigkeit des Fortschreitens der Depressionen und ihre weitere Entwickelung, sich nicht im Voraus und auf längere Zeit bestimmen lassen.

Einstweilen ist man bemüht, den noch vorhandenen Mangel an theoretischer Erkenntnis durch Vermehrung des Erfahrungsmaterials zu ersetzen. Namentlich hat man neuerdings begonnen, Wetter*typen* aufzustellen, d. h. mit Hilfe der Wetterkarten die Wetterzustände nach ihren Ähnlichkeiten und Besonderheiten resp. nach der derzeitigen Lage der barometrischen Maxima und der Gemeinsamkeit oder Verschiedenheit der Zugstrassen der Minima zu klassifizieren, und nun zu beobachten, wie

---

[1]) Solche Karten werden — auf Grund der telegraphischen Mitteilungen der Seewarte und vervollständigt durch Beobachtungen im engeren Umkreis — auch an verschiedenen Lokalcentren, z. B. München, Stuttgart, Frankfurt a. M., Karlsruhe u. a. zu Prognosezwecken hergestellt, und in verschiedenen Zeitungen, zusammen mit der Prognose, veröffentlicht. — Betreffs der Details der Wetterprognose sei auf das soeben erschienene Werk des um die Witterungskunde hochverdienten Abteilungsvorstandes der Seewarte, Prof. Dr. van Bebber: „*Die Wettervorhersage*“, Stuttgart, F. Enke, aufmerksam gemacht.

sich dieselben ändern, welche neuen Zustände aus ihnen hervorgehen, um so zu einer empirischen Grundlage zu gelangen, die es ermöglichen soll, durch Analogieschluss aus der jeweiligen Wetterlage (und ihrer, durch die laufenden Beobachtungen gegebenen Änderungstendenz) die nächstfolgende mit grösserer Sicherheit abzuleiten, als bis dahin möglich war.

85. **Bedeutung der Cirruswolken.** Auch wendet man in neuerer Zeit den oberen Wolken, den Cirruswolken, erhöhte Aufmerksamkeit zu und versucht, dieselben als Anhaltspunkte für die Wettervorhersage zu benützen. Von S. 76 wissen wir, dass in der Cyklone die Luft emporsteigt, in der Höhe nach aussen, nach den Gegenden höheren Druckes hinfliesst und so den absteigenden Luftstrom der benachbarten Anticyklonen unterhält. Der in dieser oberen, von der Cyklone herkommenden Strömung noch enthaltene Wasserdampf liefert bei seiner Kondensation die Cirruswolken, die sich gleichfalls gegen die Anticyklonen hinbewegen. Ihr Sichtbarwerden über dem bis dahin heiteren Himmel der Anticyklone deutet demnach die Nähe einer Cyklone an, und aus der Bewegung der Cirruswolken unter Beachtung der gleichzeitigen Windrichtung an der Erdoberfläche kann auf die Lage und die Richtung der Cyklone geschlossen werden. Auf der Vorderseite der Cyklone ist der Zug der oberen Wolken fast rechtwinklig zur Richtung des Unterwindes, weht der Wind unten aus Süd, so ziehen die oberen Wolken aus West, kommt der Unterwind aus Ost, so ziehen sie aus Süd; auf der Rückseite der Cyklone ist die Zugrichtung der Cirruswolken nahezu dieselbe wie die des Unterwindes.

Die Cirruswolken, welche anfänglich bei ihrem Erscheinen sehr matt sind, werden nach und nach stärker, bilden häufig Streifen, die zuweilen scheinbar nach einem Punkte hin konvergieren, und überziehen allmählich den ganzen Himmel wie mit einem Schleier, dessen Dichtigkeit mehr und mehr zunimmt. Ist die Cyklone herangekommen, so ziehen gewöhnlich schwere Regenwolken auf, und der Niederschlag beginnt. Untrügliche Wetterzeichen haben wir freilich auch in den Cirruswolken nicht.

VIII. Die Stürme.

86. **Europäische Stürme.** Erreicht der Wind eine Geschwindigkeit von 15 m pro Sekunde und darüber, so bezeichnet man ihn als Sturm, und den höchsten Grad desselben pflegt man Orkan zu nennen. Auch die Stürme werden durch barometrische Minima veranlasst, es sind Cyklonen mit grossen Gradienten, für die also im allgemeinen dasselbe gilt, was über die Cyklonen überhaupt gesagt wurde, nur in entsprechend höherem Masse, auch bezüglich der Begleiterscheinungen, Niederschläge u. s. w.

Sie sind in der gemässigten Zone sehr häufig, besonders im Winter, haben aber meist nur auf einer Seite des Minimums Winde von Sturmesgeschwindigkeit. Die europäischen Stürme kommen fast durchweg vom atlantischen Ozean her und werden in vielen Fällen durch Teilminima, die sich aus bestehenden Cyklonen abgesondert haben, veranlasst. Auf dem atlantischen Ozean zwischen 35. und 60.° Breite beträgt die Zahl der jährlichen Stürme (von der Windstärke 8 und darüber) überall mehr als 150. Wegen der grossen Geschwindigkeit der Luft in den Sturmcyklonen ist auch die Ablenkung gross, die Windrichtung fällt nahezu mit der Richtung der Isobaren zusammen.

Tropische Wirbelstürme. Viel seltener, aber desto furchtbarer 87.
ist das Phänomen des Wirbelsturms der Tropenmeere, Cyklon, in Westindien Hurrikan, im chinesischen Meere Teifun genannt. Diese Wirbel haben ein niedrigeres Minimum als diejenigen der gemässigten und der kalten Zone (das Barometer fällt zuweilen bis fast auf 700 mm) und der Luftdruck nimmt von innen nach aussen rascher zu, daher ist ihr Durchmesser (derselbe beträgt 100 bis 500 Kilometer) viel kleiner, die Gradienten (bis zu 15 mm) sind weit grösser, die Ablenkung des Windes durch die Erddrehung ist entsprechend der niedrigen geographischen Breite schwächer, die Luftbewegung stärker nach innen gerichtet als bei unseren Stürmen. Erst in der Nähe des Centrums wird die Centrifugalkraft grösser, das Einwärtsströmen (die centripetale Componente) schwächer, und unter zunehmender Geschwindigkeit wird die Bewegung mehr und mehr zum Wirbel, welcher das Centrum mit enormer Geschwindigkeit umkreist. Hieraus und aus dem starken Aufsteigen der sehr dampfreichen tropischen Luft im Centrum mit in der Höhe erfolgender Kondensation erklärt sich die grosse Luftverdünnung des Centrums. Die Fortbewegungsgeschwindigkeit der tropischen Wirbel ist geringer als die der unsrigen, sie beträgt durchschnittlich 19 Kilometer pro Stunde. Sie schreiten nach Westen fort (die westindischen nach Nordwest) biegen an der Polargrenze der Passate nach Norden (auf der südlichen Halbkugel nach Süden) um, wobei sie an Tiefe verlieren, an Ausdehnung zunehmen, und bewegen sich dann in mittleren und höheren Breiten ostwärts. Auf beiden Halbkugeln fallen die meisten tropischen Wirbelstürme auf die heissesten Monate, die chinesischen Teifune besonders auf die Zeiten des Monsunwechsels. Die sämtlichen 46 in 65 Jahren beobachteten Teifune kommen auf das Sommerhalbjahr Juni bis November, die meisten davon, 28, auf September und Oktober. Die tropischen Cyklone entstehen in der Nähe des äquatorialen Windstillengürtels; in unmittelbarer Nähe des Äquators bis etwa 10° Breite fehlen sie ganz, weil der Einfluss der Erddrehung dort zu gering ist, als dass sich hierdurch Wirbelbewegungen bilden könnten. Die furchtbaren zerstörenden

Wirkungen der tropischen Wirbelstürme rühren teils von der ungeheuren Stärke des Windes (bis zu 40—50 m pro Sekunde geschätzt), teils von den hierdurch hervorgerufenen mächtigen Meereswellen, die infolge der verschiedenen Windrichtungen sich regellos gegen- und durcheinander bewegen, teils davon her, dass unter der grossen Druckverminderung im Centrum sich das Wasser hebt und an den Küsten und Inseln die Sturmflut hervorruft. Begleitet sind sie in der Regel von starken elektrischen Erscheinungen und mächtigen Niederschlägen aus dichter, dunkler Wolkendecke, die ihnen vorauf zieht.

88. **Tornado, Blizzard, Burân.** Den tropischen Cyklonen verwandt sind die sogenannten Tornados der Vereinigten Staaten Nordamerikas. Tornados bilden sich (nach Ferrel) bei grosser Erwärmung und Windstille, wodurch das atmosphärische Gleichgewicht in vertikaler Richtung gestört wird; die unteren Schichten bewegen sich aufwärts, von den Seiten erfolgt rasches Zuströmen und zwar, wenn im Moment, wo dieses beginnt, keinerlei Drehung oder Tendenz zu solcher vorhanden ist, in radialer Richtung, da die Ausdehnung dieser Phänomene stets gering ist, mithin die Erdrotation keine bedeutende Ablenkung bewirken kann. War dagegen im Augenblicke der Entstehung des Tornados (des Aufsteigens) der Antrieb zu einer Drehung nach rechts oder links vorhanden, so entsteht durch die nun in Wirksamkeit tretende Centrifugalkraft eine rapide Rotation nach rechts oder links. Zum Unterschied gegen die Cyklonen spielt demnach bei den Tornados die Erdrotation betreffs Erzeugung von Wirbelbewegungen keine Rolle, Drehung und Drehungssinn hängt hier lediglich vom Anfangszustand ab, derart, dass, wenn irgendwie ein Anstoss zu solcher gegeben ist, dieselbe durch die Centrifugalkraft zur Ausbildung gelangt, während bei den Cyklonen die Drehung unabhängig vom Anfangszustand nur durch die Erdrotation hervorgerufen wird und auf derselben Halbkugel immer in demselben Sinne erfolgt. Da der letztere Einfluss fortwirkt, bestehen die Cyklonen lange fort, während die Tornados, die des Einflusses der Erdrotation fast gänzlich entbehren, kürzere Dauer haben. Deshalb können am Äquator, wo die Ablenkung durch die Erddrehung gleich Null ist, zwar Tornados aber keine grossen Cyklonen entstehen.

Die energische Aufwärtsbewegung der Luft im Tornado, verbunden mit starker Kondensation des emporgehobenen Dampfes, dazu (bei drehenden Tornados) die rasche Rotation der Luft in der Nähe des Centrums und die dadurch wiederum verstärkte Centrifugalkraft bewirken im Innenraum eine ausserordentliche Luftverdünnung; daher die furchtbaren zerstörenden Wirkungen der Tornados, welche denjenigen der tropischen Wirbelstürme nicht nachstehen.

Über dem Tornado schwebt regelmässig, hervorgerufen durch das Aufwärtsströmen der dampfreichen Luft und dieses wiederum unterhaltend, die Sturmwolke, welche sich gewöhnlich nach oben trichterförmig erweitert und Blitz und Donner, Regen, oft auch Hagel entsendet. Die Tornados schreiten gewöhnlich von SW nach NE fort. Ihre Höhe ist, im Gegensatz zu den Cyklonen, bedeutend gegen ihren Durchmesser, welcher zwischen Hunderten und Tausenden von Metern sich hält.

Tornados im kleinen sind die überall, vorzugsweise in der heissen Zeit, vorkommenden Tromben, die man auch Windhosen, Sand- oder Wasserhosen nennt, je nachdem sie über Land- oder Wasserflächen schreiten. Sie haben höchstens 60 m Durchmesser und sind, gleich den Tornados, von einer Wolke, zuweilen auch von Gewittern begleitet. Ihre Drehung kann ebenfalls sowohl nach rechts wie nach links gerichtet sein. Von der Wolke senkt sich eine trichterförmige Spitze herab, welche sich mit der von unten emporgesogenen Schaum- oder Staubwolke vereinigt, so dass das Ganze schliesslich eine von der Erde bis in die Wolken ragende Säule darstellt („Wettersäule").

Der Blizzard, der in Nordamerika öfters auftritt, ist ein Schneewirbelsturm. Seine charakteristischen Eigenschaften sind: 1. ein äusserst rasches und tiefes Sinken der Temperatur, meist auf mehr als — 20°; 2. das Fallen oder Herumwirbeln dichter Massen von Eisnadeln oder Schnee; 3. äusserst heftiger Wind aus dem nördlichen Quadranten.[1]) Das dabei zu beobachtende rasche Umspringen des Windes aus südlichen nach nördlichen Strichen (vergl. die Note), der ungemein schnelle Übergang von hoher auf sehr niedrige Temperatur und von warmem Regen in gewaltige Eisbildung weisen auf die cyklonische, tornadoartige Natur

[1]) Faye beschreibt einen solchen Wirbelsturm folgendermassen. Der Blizzard ist ein Schnee-Orkan, der von einem ausserordentlich raschen und tiefen Sinken der Temperatur begleitet ist. Am 9. und 10. März 1888 war der Himmel zu zu Philadelphia klar und die Luft warm; am 11. März begann der Südwestwind zu wehen und brachte einen warmen Regen. Das Thermometer zeigte 16° C. Die plötzliche Temperaturänderung trat zu Washington am 11. März um 5 Uhr Nachmittags, zu Philadelphia um 11 Nachmittags, zu New-York am 12. März um 4 Uhr Vormittags ein. Der Regen verwandelte sich innerhalb 10 Minuten in Graupeln, dann in ein Gemisch von Schnee und Hagel. Der Wind, der von Südost nach Nordwest umgesprungen war, begann nach Mitternacht sturmartig zu wehen. Derselbe warf zu Philadelphia Tausende von Bäumen um. Das Thermometer sank unter — 18° C. Der vom Winde gepeitschte Schnee häufte sich zu Bergen an, die der Frost zu einer festen Masse gestaltete. Als der Tag anbrach, war alles Leben gelähmt, denn alle Verbindungen waren abgeschnitten. In Chesapeak Bai scheiterten 30 Schiffe, in der Delaware Bai 22; 60 Schiffe wurden an das Ufer geworfen. Auf einem der an der Küste von Maryland ans Ufer geworfenen Schiffe wurde die gesamte Schiffsmannschaft erfroren aufgefunden. Im Laufe des folgenden Tages (13. März) legte sich der Wind allmählich, und der Sturm hörte auf.

des Blizzard. In Europa sind die meteorologischen Bedingungen, welche der Entstehung des Blizzard vorangehen, selten vorhanden.

Dem Blizzard verwandt ist der in den Steppen Russlands und in Sibirien auftretende Burân. Der Sommerburân jagt unter drückender Hitze dichten Staub auf und verdunkelt die Luft; der Winterburân aber wirbelt Schnee auf und zwar häufig in solchen Mengen, dass Menschen und Tiere darin ersticken.[1]) Es lässt sich unterscheiden zwischen Burân von oben und Burân von unten. Der erstere kann als ein heftiges, durch eine vorüberschreitende Cyklone hervorgerufenes Schneegestöber angesehen werden, der letztere dagegen, der den Schnee von unten aufwirbelt, als aus einer Reihe von Schneehosen mit tornadoartigem Charakter bestehend. (Andries).

IX. Lokale Winde besonderen Charakters.

89. **Föhn, Scirocco, Bora, Samum, Chamsin, Harmattan, Chinook.** Besonderes Interesse hat der Föhn der Nordschweiz, ein durch hohe Temperatur und grosse Trockenheit ausgezeichneter Wind, der am häufigsten in den kälteren Zeiten des Jahres, im Winter, Frühjahr und Herbst auftritt und durch seine Wärme und Trockenheit mancherlei sehr auffällige Wirkungen hervorbringt, den Schnee unglaublich rasch wegschmilzt, leicht grosse Feuersbrünste entstehen lässt u. a. m. Die populäre Meinung, der Föhn stamme aus der Wüste Sahara und sei deshalb so trocken und heiss, ist ein Irrtum, er verdankt diese Eigenschaften den Veränderungen, welche der Wind beim Übersteigen der Alpenkette mit darauffolgendem Herabsinken erfährt.

Eine barometrische Depression in Mittel-Europa, nordwestlich von den Alpen, ruft allmählich auf deren Südseite Südost- und Südwinde hervor, welche die Alpenthäler hinaufsteigen, sich mit diesen immer höher erheben und dabei kälter werden, einmal, weil sie mit den kalten Gipfeln, Schneefeldern und Gletschern in Berührung kommen, und dann, weil die emporsteigende Luft infolge des abnehmenden Druckes sich ausdehnt, womit eine Abkühlung verbunden ist. Diese Abkühlung bewirkt die Ausscheidung eines Teils der mitgeführten Wasserdämpfe, es entstehen auf

[1]) Hann schildert den Winterburân kurz wie folgt. Während eines heftigen Winterburâns verlieren Menschen und Tiere völlig jede Orientierung. Die Leute erfrieren wenige hundert Schritte von ihren Wohnungen, bisweilen auf den Strassen der Dörfer. Das Vieh flieht vor dem Winde und läuft ohne anzuhalten vielleicht 100 Werst, und nicht selten stürzt es in Abgründe oder über steile Ufer hinab und kommt um. Der Schaden, den ein Burân zuweilen in den Viehherden anrichtet, ist ein ungeheurer. Selbst noch in den Steppen der Krim kommen gelegentlich Burâne vor, die vielen Schaden im Viehstand zur Folge haben.

der Südseite heftige Niederschläge, deren freiwerdende Dampfwärme einer stärkeren Abkühlung entgegenwirkt. Die Luft ist somit zwar etwas kälter aber absolut trockener geworden, als sie vor dem Aufsteigen war. Da der Luftwirbel auf der Nordseite der Alpen die Luft aus den nördlichen Alpenthälern heraus- und in den Wirbel hineinzieht, so müssen die über die Bergkette gekommenen Luftmassen zum Ersatze nach- und durch die nördlichen Thäler und Hänge herabfliessen. Dabei gelangen sie unter stärkeren Druck, werden dadurch erwärmt und deshalb auch relativ sehr trocken. Diese Wirkungen des Steigens und Fallens der Luft erklären also vollkommen jene Eigentümlichkeiten des Föhnwindes.

Da erfahrungsmässig auf der Südseite der Alpen die Luft noch lange ruhig bleibt, während auf der Nordseite der Föhn tobt, muss es offenbar zu Anfang die Luft aus den Höhen über den Alpen selbst sein, welche, auf der Nordseite herabkommend und der Anziehung seitens der Depression folgend, den Föhn bildet. Bei diesem Herabsinken wird die Luft bekanntlich um einen bestimmten Betrag (rund 1° pro 100 m) erwärmt, und wenn nun, was im Winter und besonders vor Eintritt des Föhn der Fall, die durchschnittliche Temperaturabnahme nach oben geringer ist, als diesem Verhältnis entspricht (sie ist vor Föhntagen meist kleiner als 0,45° pro 100 m), so wird der herabkommende Wind, der Föhn, eine Temperatursteigerung bringen, die unter den gemachten Voraussetzungen mindestens $^1/_2$° für je 100 m Senkhöhe beträgt. Da die Luft in jenen Höhen, aus welchen der Föhn kommt, wenig Wasserdampf enthält, wird sie infolge der unterwegs stattfindenden Erwärmung auch relativ sehr trocken unten anlangen. Allmählich muss dann zum Ersatz der aus der Höhe an den Nordabhängen herabgezogenen Luft solche von der Südseite nachströmen und daselbst emporsteigen, wodurch die zuerst geschilderten Erscheinungen hervorgerufen werden. Dass hierbei der ursprüngliche Zustand längere Zeit erhalten, d. h. die Wärmeabnahme von unten nach oben kleiner bleibt als der Betrag der Wärmezunahme beim Herabsinken der Luft um dieselbe Höhe, dafür sorgt die Kondensationswärme, welche durch die auf der Südseite beim Aufsteigen entstehenden Niederschläge geliefert wird.

In gleicher Weise entsteht, wenn das barometrische Minimum auf der Südseite der Alpen liegt, in den südlichen Alpenthälern der Nordföhn. Der Föhn ist aber nicht lediglich auf das Alpengebiet beschränkt, vielmehr treten unter analogen Verhältnissen auch anderwärts Winde mit Föhn-Charakter auf. Ähnlicher Entstehungsart ist wohl der Scirocco Italiens, ein ebenfalls heisser Wind aus südlichen Strichen.

Bedingung für die Entstehung der Fallwinde mit Föhn-Charakter ist[1]) Ansaugung der Luft aus Gebirgshöhen (durch eine vorgelagerte

[1]) Vergl. Hugo Meyer: Fallwinde. (Das Wetter, IV. Jahrg.)

Depression) und der Zustand des sogenannten stabilen Gleichgewichts der Atmosphäre, d. h. ein solcher Zustand derselben, dass die Temperaturabnahme nach oben geringer ist als 1° (genauer 0,97°) pro 100 m. Denn in solchem Falle wird der Wind, da er beim Fallen um diesen Betrag erwärmt wird, einen Überschuss an Wärme nach unten bringen.

Ebenfalls ein Fallwind ist aber die „Bora", die aus N oder NE über den Höhenzug des Karst stossweise herabstürzt nach dem adriatischen Meere, und durch ihre Kälte verwüstend wirkt. Ähnliche Winde werden auch in anderen Gegenden zuweilen beobachtet.

Bora-Charakter eines Fallwindes ist bedingt durch den labilen Gleichgewichtszustand der Atmosphäre, d. h. die Temperaturabnahme nach oben muss grösser sein als 0,97° pro 100 m. In diesem Falle bringt die Luft, trotz der beim Herabkommen stattfindenden Erwärmung um den genannten Betrag, einen Kälteüberschuss nach unten. Diese Bedingung findet sich seltener erfüllt und ist an vorausgegangene längere Lagerung und starke Erkaltung der Luft über Hochflächen geknüpft, von welchen sie, wenn die Druckunterschiede gross genug geworden sind, nach dem wärmeren Vorland herabstürzen.

Während die Föhnwinde ihre Eigenschaften, Trockenheit und hohe Temperatur, erst durch das Herabfallen aus der Höhe, event. nach Überschreiten eines Gebirgszuges erhalten, besitzen die Wüstenwinde diesen Charakter schon von vornherein. Dahin gehört der Samum in Arabien und Persien, und der Chamsin in Ägypten, welche Winde nicht nur durch ihre Hitze und Trockenheit, sondern auch durch die gewaltigen mitgeführten Staubmassen verheerend wirken.

Als Harmattan (welcher mit Rücksicht auf die Deutschen Schutzgebiete unser Interesse beansprucht), wird an der Guineaküste der dort periodisch zur Zeit unseres Winters auftretende staubführende, trockene Wind bezeichnet, der aus der Sahara stammend am Senegal aus östlicher, an der Goldküste aus mehr nordöstlicher Richtung weht. Man schrieb demselben früher direkt tödliche Eigenschaften zu, welche sich jedoch in Wirklichkeit darauf reduzieren, dass die Beimengung feinsten Staubes in Verbindung mit der austrocknenden Kraft dieses Windes Augen und Respirationsorgane heftig reizt, und das Durstgefühl ungemein steigert. Das Gefühl der Kälte, welches durch die starke Verdunstung auf der Haut erzeugt wird, hat dem Harmattan die Bezeichnung als ein kalter Wind eingetragen; aber die Lufttemperatur ist an Harmattantagen durchschnittlich nicht niedriger, sondern etwas höher als an anderen Tagen, nach Beobachtungen in Bismarkburg im Mittel um etwa 1°.

Chinook wird im westlichen Nord-Amerika ein ähnlich dem Föhn sehr warmer und trockener, westlicher oder nördlicher Wind genannt, dessen charakteristische Wirkung in dem raschen Schmelzen des Schnees oder vielmehr in dem Auftrocknen desselben besteht, da man unter seiner

Wirkung kein Schmelzwasser abfliessen sieht. Die Bedingungen seiner Entstehung sind noch nicht genügend klargestellt.

X. Elektrische Erscheinungen der Atmosphäre.

Atmosphärische Elektricität. Bei heiterem Himmel erhält 90.
man im Freien an einem hinreichend empfindlichen Elektrometer, welches mit einem geeigneten Sammelapparat verbunden ist, fast stets mehr oder weniger starke elektrische Ladungen und zwar ist nach Palmieri's langjährigen Beobachtungen die hierdurch nachgewiesene atmosphärische Elektricität positiv, wenn innerhalb eines den Beobachtungsort konzentrisch umschliessenden Kreises von ca. 140 km Durchmesser weder Regen, Schnee noch Hagel fällt. In Gebäuden, im Walde, unter Bäumen erhält man auf dieselbe Weise keine Ladung, sondern nur wenn das Zenith frei ist, und die Ladung wird unter sonst gleichen Umständen um so stärker, je weniger hohe Gegenstände sich in der Nähe der Sammelapparate befinden. Bei ruhigem, heiterem Wetter zeigt die Luftelektricität eine aus den Mittelwerten längerer Zeiträume deutlich erkennbare tägliche Periodicität, es treten zwei Maxima und zwei Minima auf, das erste Maximum am Vormittag, das zweite Abends nach Sonnenuntergang, die Minima in den zwischen jenen liegenden Zeiten. Auch eine jährliche Periode der Luftelektricität mit dem Maximum in der kalten Jahreszeit hat man beobachtet.

Bei bewölktem Himmel ist, wenn nicht innerhalb eines gewissen Abstandes vom Beobachtungsorte Regen, Schnee oder Hagel fällt, die Luftelektricität ebenfalls positiv wie bei heiterem Himmel, jedoch ist ihre Intensität im allgemein schwächer, veränderlicher und ohne klar ausgeprägte tägliche Periode. Stärker ist die Luftelektricität gewöhnlich bei Nebel, besonders bei rascher Bildung desselben, und zwar fast stets, d. h. gleichfalls unter der Voraussetzung des Fehlens von Niederschlag in gewisser Entfernung, positiv.

Bei Regenfall nimmt die atmosphärische Elektricität am Orte und bis zu einer gewissen Entfernung beträchtlich zu und ist am Orte des Regenfalls, wenn nicht in gewisser Entfernung ein stärkerer Regen niedergeht, gleichfalls stets positiv. Dieses Gebiet positiver Elektricität wird aber von einer mehr oder weniger breiten Zone starker negativer Elektricität umgeben, und auf diese folgt nach aussen hin nochmals eine Zone starker positiver Elektricität, deren Intensität mit zunehmender Entfernung vom Gebiet des fallenden Niederschlages rasch abnimmt. Man kann deshalb, während in der Ferne Regen niedergeht, öfters wahrnehmen, dass die Luftelektricität ihr Vorzeichen ein oder mehrere Male wechselt; denn nicht nur der Ort des Regenfalls sondern auch die Ausdehnung der verschiedenen Zonen ist veränderlich, und so kann sich der Beobachter, ohne sich von der Stelle zu bewegen, bald in der einen, bald in der anderen Zone befinden.

Negative Elektricität wird nur beobachtet in der negativen Zone, d. h. also nur wenn in einiger Entfernung Niederschläge fallen; dabei kann am Beobachtungsort der Himmel heiter oder bedeckt sein; heiter, wenn die Niederschlag gebenden Wolken unter dem Horizont, mehr oder weniger bedeckt, wenn sie über diesem liegen. Es kann aber am Beobachtungsorte selbst ebenfalls regnen und dennoch negative Elektricität wahrgenommen werden;[1]) in diesem Falle geht in gewisser Entfernung ein stärkerer Regen nieder, welcher bewirkt, dass zum Beobachtungsort negative Elektricität von grösserer Intensität strömt als die positive Elektricität besitzt, welche durch den lokalen Regen am Orte selbst hervorgerufen wird (Palmieri).

Die bisherige Ansicht, dass die atmosphärische Elektricität mit der Höhe zunehme, wird durch Palmieri's gleichzeitige Untersuchungen auf dem Vesuv und der Universitätssternwarte zu Neapel nicht bestätigt, meistens waren die auf dem Vesuv beobachteten Werte kleiner, als die auf der Sternwarte gefundenen. War der Gipfel des Vesuv in Wolken gehüllt, so war daselbst, also innerhalb der Wolken, wenn weder dort, noch in gewissem Abstand, eine Verdichtung zu Regen eintrat, die Elektricität schwächer als unten und schwächer als bei klarem Himmel.

Woher die atmosphärische Elektricität stammt, lässt sich vorerst keineswegs mit Sicherheit sagen; es sind darüber und insbesondere über den Ursprung der Gewitterelektricität mancherlei Hypothesen aufgestellt worden, die sich noch gegenseitig bekämpfen. Wahrscheinlich ist indes, dass die Kondensation atmosphärischen Wasserdampfes eine entscheidende Rolle spielt. In der Verdichtung des Wasserdampfes liegt nach Palmieri der unmittelbare Ursprung der atmosphärischen Elektricität. Die regnende Wolke ist als eine konstant fliessende Elektricitätsquelle anzusehen, die um so ergiebiger ist, je rascher sie in Regen, Schnee oder Hagel übergeht. Zwischen gewöhnlichen Regen und Gewitterregen, ebenso zwischen gewöhnlichen Wolken und Gewitterwolken, besteht daher kein genereller Unterschied; jede Wolke kann zur Gewitterwolke werden, wenn sie durch irgend welche Umstände gezwungen wird, sich rasch zu Niederschlag zu verdichten. Die sich energisch verdichtende Wolke macht durch die hierbei entwickelte Elektricität ihren Einfluss auf mehr oder weniger grosse Entfernungen bemerkbar, je nach der Intensität der Niederschlagsbildung, und so entstehen nach Palmieri die bereits erwähnten Zonen.

91. **Gewitterwolken; Änderung der meteorologischen Elemente während der Gewitter.** Mit dem Vorigen steht im Einklange, dass die Gewitterwolken nicht ihrer ganzen Ausdehnung nach dieselbe Elektri-

[1]) Die wässrigen Niederschläge hat man nicht immer positiv, sondern oft auch negativ elektrisch befunden; im Sommer sind die Anzeichen ungleich stärker als in der kälteren Jahreszeit.

cität aufweisen, sondern infolge der Influenzwirkung aus abwechselnd entgegengesetzt elektrischen Zonen bestehen. Daher zeigen die Apparate während des Herannahens und Vorüberziehens einer Gewitterwolke vielfachen Wechsel der Elektricitäten an. Wenn die Wolken in getrennten Gruppen auftreten, und die erste derselben beispielsweise auf der Vorderseite positive, auf ihrer Hinterseite negative Spannung anzeigt, so beobachtet man gewöhnlich an jeder folgenden Wolkengruppe bei ihrem Vorüberziehen die gleiche Anordnung.

Die Gewitterwolken erscheinen von ferne gesehen als dunkle, schwarzgraue Wolkenmassen, welche auf dem Horizont aufliegend nach oben in eine Masse aufgetürmter Haufwolken übergehen, die, von der Sonne noch beschienen, oft blendend weiss aussehen und ihre Formen fortwährend und rasch verändern. Nachdem die Wolke weiter heraufgezogen ist, zeigt sich ihre untere Seite vielfach zerrissen, und die einzelnen Wolkenfetzen sind in fortwährender, unregelmässiger Bewegung. Die mittlere Höhe der Gewitterwolken wird auf 1000 bis 1500 m, ihre geringste Höhe auf 2—300 m geschätzt. Doch finden auch in grossen Höhen Gewitter statt. Nach Ciro Ferrari liegt die obere Grenze der Gewitterwolken in einzelnen Fällen nicht unter 4 bis 5000 m. Diejenige Schicht jedoch, welche den stärksten Niederschlag herabsendet, liegt viel tiefer, wahrscheinlich in etwa 1000 m Höhe, mit gewissen Abweichungen je nach den Jahreszeiten.

Unmittelbar vor Ausbruch des Gewitters weist[1]) der Luftdruck und die relative Feuchtigkeit ein Minimum, die Temperatur ein Maximum auf; mit dem Losbrechen desselben wächst der Luftdruck und die relative Feuchtigkeit rasch an, die Temperatur aber sinkt, so dass nach dem Vorübergang des Gewitters im allgemeinen der Luftdruck und die relative Feuchtigkeit ihr Maximum erreicht haben, und die Temperatur ein Minimum aufweist; der Dampfdruck ändert sich in demselben Sinne wie die Temperatur, er ist vorher hoch, nachher niedriger. Alle diese Änderungen treten um so deutlicher auf, je heftiger und ausgedehnter das Gewitter verläuft; bei Nachtgewittern sind dieselben geringer, an sehr hoch gelegenen Punkten auch bei Tagesgewittern unbedeutend.

Wärme- und Wirbelgewitter; das elektrische Verhalten der Gewitterwolken. 92. Man unterscheidet Wärmegewitter oder Gewitter des aufsteigenden Luftstroms, wozu die täglichen Gewitter in den Tropen und die lokalen Nachmittagsgewitter unserer heissen Sommer gerechnet werden, und Wirbelgewitter, welche mit oder durch Cyklonen und zwar gewöhnlich in dem Teil derselben entstehen, wo die dampfreichste Luft in den Wirbel eintritt. Hierhin zählen die Wintergewitter und die ganze Länder durchziehenden Sommergewitter. Im Sinne des Wortes sind

[1]) Nach den Untersuchungen von Ciro Ferrari u. A.

eigentlich alle Gewitter „Wirbelgewitter“, insofern, als bei der jedenfalls stattfindenden Mischung von Luftströmen verschiedener Temperatur Wirbelbewegungen auch bei den „Wärmegewittern“ nicht wohl ausbleiben können.

Hat sich, auf welche Weise es auch sei, eine Gewitterwolke gebildet, so erweisen sich für deren Wirkungen dieselben Gesetze massgebend, welche für die Elektricität unserer Elektrisiermaschinen gefunden sind. Denn es ist schon durch die Versuche von Franklin und de Romas nachgewiesen, dass die Wolken-, überhaupt die atmosphärische Elektricität mit derjenigen der Elektrisiermaschine identisch, und dass der Blitz nur ein elektrischer Funken ist. Die genannten Forscher liessen bekanntlich Drachen, die mit einer Metallspitze versehen waren, in die Höhe steigen, und wenn eine Gewitterwolke darüber hinzog, sträubten sich die Fasern der mit der Metallspitze in Verbindung stehenden Drachenschnur; auf den genäherten Finger sprangen Funken über, die besonders kräftig waren, wenn in die Schnur der ganzen Länge nach ein feiner Metalldraht eingelegt war.

Ein elektrischer oder freie Elektricität liefernder Körper wirkt bekanntlich auf benachbarte Körper verteilend, d. h. die in den letzteren noch verbundenen, einander neutralisierenden Elektricitäten werden durch die freie Elektricität des nahen elektrischen Körpers zerlegt, derart, dass, wenn dieser positiv elektrisch ist, die ihm zugekehrten Seiten der Nachbarkörper negativ, die abgewandten Seiten positiv elektrisch werden. Diese Wirkung und die Anziehung der zugekehrten ungleichnamigen Elektricitäten ist um so kräftiger, je stärker die positive Ladung des verteilenden Körpers, und je kleiner seine Entfernung von den Nachbarkörpern ist, und bei hinlänglicher Annäherung oder bei genügend starker Spannung findet eine Entladung statt, indem die entgegengesetzten Elektricitäten zu einander überspringen.

Erfolgt in einer Wolke eine reichliche Elektricitätsentwickelung, oder hat sie, wie man der bisherigen Anschauung gemäss zu sagen pflegt, eine elektrische Ladung angenommen, so muss dieselbe gleichfalls auf benachbarte atmosphärische Zonen oder irdische Gegenstände eine Influenzwirkung ausüben, d. h. sie in der bezeichneten Weise durch Verteilung elektrisch machen, und bei hinlänglicher Spannung, wenn die Elektricität sich nicht rasch genug zerstreuen kann, findet eine gewaltsame Entladung statt, die sich bei Fortdauer der Elektricitätsentwickelung aus einer und derselben Wolke viele Male wiederholen kann.

93. **Blitz und Donner.** Jede solche Entladung ist von Blitz und Donner begleitet, ebenso wie die Elektricitäten der Maschine sich unter Knall und Lichtentwickelung vereinigen. Einen Blitz, welcher einen Gegenstand der Erdoberfläche trifft, pflegt man als „Blitzschlag“ zu bezeichnen.

Man unterscheidet drei Arten von Blitzen: 1. den Linienblitz, der eine scharf begrenzte schmale, geschlängelte Lichtlinie darstellt, niemals scharf und spitz zickzackförmig ist, wie er gewöhnlich abgebildet wird; 2. den Flächenblitz, der sehr viel häufiger, weniger leuchtend und von etwas längerer Dauer ist als die Linienblitze und keine scharf begrenzte Funkenbahn zeigt (er ist dem Büschellicht der Influenzelektrisiermaschine vergleichbar, während der Linienblitz dem Funken analog ist, der sich beim Entladen kräftiger Elektrisiermaschinen, oder an der Influenzmaschine bei eingeschalteten Verstärkungsflaschen zeigt); 3. den Kugelblitz, welcher sehr selten ist und als Feuerkugel erscheint, die sich verhältnismässig langsam aus den Wolken gegen die Erde bewegt, mehrere Sekunden sichtbar bleibt, und dann mit oder ohne Knall die Wirkungen eines gewöhnlichen Blitzschlages hervorbringt.

Blitz und Donner erfolgen gleichzeitig. Der letztere entsteht durch Vibrationen der erschütterten Luft. Da das Licht fast augenblicklich, der Schall aber viel langsamer sich fortpflanzt, hört man den Donner entfernter Entladungen immer erst etwas später als man den Blitz sieht. Die Zeit, welche zwischen Blitz und Donner verstreicht, giebt einen Maassstab für die Entfernung des Blitzes vom Beobachtungsort. Der Schall durchläuft in der Sekunde eine Entfernung von 333 m. Der Blitz ist also so vielmal 333 m vom Beobachter entfernt, als Sekunden zwischen der Wahrnehmung des Blitzes und des Donners verstreichen.

Der Schall entsteht auf der ganzen Blitzbahn gleichzeitig. Dass wir ihn nicht als einen momentanen Knall, sondern als ein manchmal viele Sekunden langes, bald stärkeres, bald schwächeres Rollen wahrnehmen, erklärt man damit, dass wegen der bedeutenden Länge der Blitzbahn nicht von allen Punkten derselben der Schall gleichzeitig zum Ohre gelangen kann, sondern von jedem entfernteren Punkte etwas später, und dass derselbe nur aus solchen Strecken der Blitzbahn, deren einzelne Punkte gleichweit vom Ohre entfernt sind, gleichzeitig, daher verstärkt gehört wird. Ist z. B. das eine Ende des Blitzes 1 km weiter vom Beobachter entfernt als das andere, so wird von dem entfernteren Ende der Schall erst 3 Sekunden später als vom näheren Ende das Ohr erreichen. Als weitere Ursache des längeren Donnerrollens ist die Reflexion des Schalles (Wiederhall) an Gebirgswänden und Wolken anzusehen.

Die Entfernungen, auf welche der Donner gehört wird, sind verhältnismässig gering. Die grösste bis jetzt zwischen Blitz und Donner beobachtete Zwischenzeit beträgt 72 Sekunden, was einer Entfernung von 24 Kilometer entspricht. Kanonendonner wird bis auf 120 Kilometer Entfernung gehört. Das sogenannte Wetterleuchten, wobei kein Donner gehört wird, ist wahrscheinlich nur der Wiederschein sehr entfernter Blitze.

94. **Blitzableiter.** Je näher eine Gewitterwolke einem irdischen Gegenstand kommt, desto stärker häuft sich auf der der Wolke zugekehrten Seite des letzteren die angezogene, ungleichnamige Elektricität an, welche durch die verteilende Wirkung der elektrischen Wolke in dem Gegenstand frei gemacht wurde. Je stärker aber diese Anhäufung, desto leichter schlägt der Blitz über. Alles, was sich über die Ebene erhebt, einzeln stehende Gebäude, Türme, Bäume etc., ist daher vorzugsweise dem Blitzschlage ausgesetzt. Zum Schutze von Gebäuden gegen Blitzschlag bringt man auf ihnen Blitzableiter an. Ein solcher besteht aus einer auf dem höchsten Teil des Gebäudes senkrecht und dieses überragend angebrachten metallenen, mit einer nicht stumpfwerdenden Spitze (aus edlem Metall) versehenen Auffangstange und einer am Gebäude herabgeführten Stange (oder Draht) aus Eisen oder Kupfer, welche Leitung einerseits mit der Auffangstange verbunden ist, andererseits in feuchtem Erdboden oder besser im Wasser eines Brunnenschachtes oder Teiches endigt. Beträchtliche Metallmassen der zu schützenden Gebäude müssen mit dem Blitzableiter in leitende Verbindung gebracht werden.

Die Wirkung des Blitzableiters beruht darin, dass unter dem Einfluss einer darüber schwebenden Gewitterwolke die verbundenen Elektricitäten der gesamten Leitung zerlegt werden, derart, dass diejenige, welche der Electricität der Wolke gleichnamig ist, in die Erde getrieben, die andere aber nach der Spitze gezogen wird, wo sie in die Luft, die Wolke teilweise neutralisierend, ausströmt. Beides ist in ausreichendem Maasse nur möglich, wenn das obere Ende des Blitzableiters wirklich spitz (am besten auch kantig), und die Leitung durchweg gut, nirgends unterbrochen ist. Ist die Spitze stumpf, so findet kein Ausströmen, sondern eine Anhäufung der von der Wolke angezogenen Elektricität statt, doch folgt der Blitz, wenn er infolge dieses Fehlers in den Blitzableiter einschlägt, der Leitung in den Boden, sofern diese vollkommen ist, und richtet keinen Schaden an. Ist aber die Leitung unvollkommen oder unterbrochen, so wird der Blitz, wenn er einschlägt, sich leicht seitwärts auf andere Leiter ausbreiten und nicht weniger zerstörend wirken, als ohne den Blitzableiter. Ein solcher Blitzableiter ist sogar direkt gefahrbringend, auch wenn der Blitz nicht einschlägt, weil die an der Unterbrechungsstelle stattfindende Ansammlung von Elektricität leicht dazu führen kann, dass ein Funken seitwärts überschlägt und Zündung oder Zertrümmerung bewirkt.

Man nimmt an, dass der Schutz, den ein tadelloser Blitzableiter gewährt, sich auf einen Umkreis erstreckt, dessen Halbmesser gleich der doppelten Höhe der Spitze über dem Boden ist. Ausgedehnte Bauanlagen müssen daher mehrere mit Spitzen versehene Auffangstangen erhalten, die unter sich und mit der Erde leitend verbunden sind.

Blitzgefahr. Die Bäume sind vermöge der in ihnen cirkulierenden Säfte ziemlich gute Leiter der Elektricität. Auf solchen ist die Anhäufung von Elektricität, wenn kein Ausströmen stattfindet, grösser als unter gleichen Umständen auf schlechten Leitern. Daher werden die besseren Leiter im allgemeinen vom Blitz bevorzugt; man sagt deshalb, dass einzeln stehende Bäume den Blitz anziehen, und es ist gefährlich, unter solchen, und selbst unter einzeln stehenden Sträuchern, während eines Gewitters Schutz zu suchen. Aber auch der frei in der Ebene stehende Mensch selbst stellt ein über diese emporragendes gut leitendes Objekt dar, und es empfiehlt sich deshalb dem in freier Ebene von einem Gewitter Überraschten, sich niederzulegen. 95.

Ein Wald mit seinen vielen Spitzen ist weit weniger dem Blitzschlag ausgesetzt, denn hier kommt die Wirkung der Spitzen zur Geltung, die darin besteht, dass die von der Wolke angezogene Elektricität aus den Spitzen nach der Wolke hin ausströmt und die Wolkenelektricität schwächt. Aus demselben Grunde ist die Blitzgefahr für Gebäude (d. i. die Zahl der Blitzschläge dividiert durch die Zahl der Gebäude) um so geringer, je mehr Gebäude zu einer geschlossenen Ortschaft gruppiert sind, in den Städten also kleiner als bei vereinzelten ländlichen Gebäuden.

Von allen Bäumen werden Eichen verhältnismässig am häufigsten Buchen am seltensten durch Blitze beschädigt.

Nach Hellmann ist, wenn man die Blitzgefahr der Buchen mit 1 bezeichnet, diejenige für Nadelhölzer gleich 15, für Eichen 54, für andere Laubhölzer 40. Nach ihm trifft der Blitzstrahl nahezu dreimal häufiger den Schaft als die Spitze des Baumes, fährt meistens bis zur Erde nieder und springt nur in 3 unter 100 Fällen zu anderen Bäumen über.

Von Einfluss auf die Blitzgefahr einer Gegend ist augenscheinlich auch die geologische Beschaffenheit[1]) und die Wassercapacität des Bodens, wahrscheinlich wegen der damit zusammenhängenden Unterschiede in der Leitungsfähigkeit für Elektricität; feuchtere Bodenarten leiten besser. Unter sonst gleichen Umständen ist man auf schlechtleitendem Boden sicherer als auf gut leitendem.

St. Elmsfeuer; Rückschlag. Die unter dem Einfluss tiefgehender, stark elektrischer Wolken auf irdischen Hervorragungen angehäufte Elektricität erreicht oft einen solchen Grad von Spannung, dass sie aus Spitzen und Kanten in Form phosphorescierender Lichtgarben ausströmt, zuweilen sogar aus Kleidungsstücken und Haaren. Man nennt diese Erscheinung „St. Elmsfeuer“. 96.

---

[1]) Hellmann fand bei seinen statistischen Untersuchungen, dass, wenn die Blitzgefahr einer Gegend mit Kalkboden mit 1 bezeichnet wird, diejenige für Keupermergel gleich 2, für Thonboden 7, für Sandboden 9, für Lehmboden 22 ist.

Wird die Wolke, welche im Körper eine starke Anhäufung von Elektricität bewirkt hat, plötzlich, etwa durch Entsendung eines Blitzes nach einer anderen Wolke, entladen, so strömt die im Körper gebunden gewesene und nun frei gewordene Elektricität plötzlich in die Erde ab, was eine heftige Erschütterung, den sogenannten „Rückschlag“ verursacht. Derselbe kann betäubend oder selbst tödlich wirken, wogegen man keine Wirkung fühlt, so lange die Wolke ihre Ladung behält.

97. **Wirkungen des Blitzes.** Der Blitz äussert heftige mechanische Wirkungen, die vorzugsweise in Zertrümmerungen bestehen. Trifft er Bäume, so wird häufig der Stamm zersplittert, meist aber fährt der Blitz den Längsfasern folgend in gerader Richtung am Stamm herab, wobei er eine mehrere Centimeter breite und tiefe Furche schneidet, und Späne bis zu mehreren Metern Länge abreisst, die weit umhergeworfen werden. Zuweilen schlägt er eine rechts oder links gewundene Bahn um den Stamm ein. Die stärksten Verheerungen treffen in der Regel diejenigen Pflanzengewebe, welche der elektrischen Ausgleichung den grössten Widerstand darbieten, nämlich die trockenen und daher schlechtleitenden Gewebe.

Ferner bringt der Blitzschlag eine mehr oder minder bedeutende Temperaturerhöhung hervor, welche bei verbrennlichen Stoffen häufig bis zur Entzündung geht. Metalle werden durch den Blitz stark erhitzt, geschmolzen oder verflüchtigt. Schlägt er durch trockenen Sand, so schmilzt er denselben zu verästelten Röhren, den sogenannten Blitzröhren zusammen.

Die physiologische Wirkung des Blitzschlages besteht in einer gewaltigen Erschütterung des Nervensystems, welche entweder, und zwar sofort, tötet, oder lähmt.

98. **Häufigkeit der Gewitter.** Die Häufigkeit der Gewitter ist in verschiedenen Gegenden der Erde sehr verschieden. In den Tropenländern sind Gewitter alltägliche Erscheinungen, in der Polarzone sind sie äusserst selten, es nimmt die Gewitterhäufigkeit im allgemeinen mit zunehmender geogr. Breite ab. Jedoch giebt es in jeder Zone Territorien, die verhältnismässig selten Gewitter haben. In den regenlosen Gebieten fehlen dieselben fast ganz. Innerhalb Deutschlands nimmt die Zahl der jährlichen Gewitter nach Westen und Süden zu, beträgt 10 bis 28, meist unter 20.

In der gemässigten Zone hat die Gewitterhäufigkeit eine jährliche Periode, derart, dass in der Regel im Sommer, wo die Luft am wärmsten und dampfreichsten, ihre Zahl grösser ist (Wärmegewitter) als in der kalten Jahreszeit (Wirbelgewitter). Auf Island dagegen und im nordwestlichen Schottland sind die Gewitter im Winter häufiger als im

Sommer. Überhaupt in Europa bilden die Wintergewitter einen um so grösseren Procentsatz aller Gewitter des Jahres, je weiter man nach Nordwesten geht. Wintergewitter sind, wegen der tieferen Lage der Wolken in der kalten Jahreszeit, im Ganzen gefährlicher als die Gewitter des Sommers.

Eine tägliche Periode der Häufigkeit der Gewitter zeigt sich darin, dass die meisten derselben auf die Nachmittagsstunden fallen, während sie in der übrigen Zeit des Volltages seltener sind. Manche Orte weisen noch ein zweites, schwächeres Maximum einige Stunden nach Mitternacht auf.

Fortbewegung der Gewitter. Die Fortbewegung der Gewitter ist **99.**
bei denjenigen, welche der allgemeinen Luftcirkulation folgen — und dies ist die Mehrzahl — viel rascher als bei den übrigen. Im westlichen Europa erreichen die Gewitter aus Südwest und West eine Geschwindigkeit von 50 km pro Stunde, die aus Ost, Nordost und Nord nur eine solche vom 27 bis 34 km. Manche haben nur geringe Fortbewegungstendenz. Die mittlere Fortpflanzungs-Geschwindigkeit der Gewitter beträgt in Süddeutschland 41 km pro Stunde, die grösste haben die aus WSW und W ziehenden, die geringste diejenigen aus N und NNE. In den kühleren Jahres- und Tageszeiten ist die Geschwindigkeit am grössten. Es giebt Gewitter, welche — mit wechselnder Stärke und unter gelegentlicher Änderung ihrer Richtung — hunderte von Meilen zurücklegen. Die Gewitter pflanzen sich als ein schmales Band fort, dessen Längsrichtung senkrecht zur Richtung des Gewitters ist. Alle Orte auf diesem Band haben das Gewitter gleichzeitig. Ein auf dem Wege liegendes Gebirge wirkt derart, dass die Annäherung des Gewitters beschleunigt, das jenseitige Abziehen desselben verlangsamt wird, weil durch das Gebirge der horizontale Luftzufluss von dieser Seite gegen den Gewitterstreifen eine Hemmung erfährt, so dass die Strömung von der entgegengesetzten Seite her überwiegt. Flüsse wirken als Hindernisse für die Fortbewegung der Sommergewitter, weil über dem Wasser die Luft kälter als über dem Lande ist und deshalb eine absteigende Bewegung hat, statt der aufsteigenden, welche das Gewitter verlangt. Ein nur in der Tiefe herrschendes Sommergewitter findet an einem grossen Flusse gewöhnlich sein Ende, höher hinaufreichende vermögen in der Höhe überzusetzen.

Niederschlag bei Gewittern. Zuweilen, in sehr heissen, trockenen **100.**
Jahren werden Gewitter beobachtet, ohne dass Niederschläge zur Erde gelangen, die meisten jedoch sind von reichlichen Niederschlägen begleitet, zum Teil von Hagel. Die Gewitter mit Hagel gehören vorwiegend der kälteren Jahreszeit an, sind daher meist Wirbelgewitter. Der Hagel kommt indes nicht immer als solcher zur Erde, sondern häufig als Platz-

regen; wenigstens ist die Ansicht aufgestellt worden, dass der Platzregen bei Gewittern ein teils durch die Wärme der unteren Luftschichten, teils durch die während des Falls an der Luft stattfindende Reibung flüssig gewordener Hagel sei. Bei Gewittern, die von Hagelfällen, Wolkenbrüchen oder starken Regengüssen begleitet sind, pflegen die elektrischen Entladungen besonders rasch aufeinander zu folgen.

XI. Optische Erscheinungen der Atmosphäre.

101. **Himmelblau und Abendrot.** Der wolkenlose Himmel erscheint uns blau, und zwar bald dunkler, wie auf hohen Bergen, bald heller, mehr weisslich. Dagegen sehen wir häufig beim Auf- oder Untergang der Sonne den Himmel gelb bis rot. Für das Himmelblau ist u. a. folgende Erklärung gegeben worden.

Ein trübes Mittel, z. B. die milchig trübe Flüssigkeit, welche man erhält, wenn man eine weingeistige Auflösung von Mastix mit Wasser mischt, erscheint bläulich, wenn man es in nicht zu dicker Schicht auf dunklem Hintergrund von vorn, wo weisses Tageslicht auf dasselbe fällt, betrachtet. Sieht man aber durch die trübe Schicht nach einer Lichtquelle, einer Leuchtflamme oder der Sonne hin, so erblickt man diese rot.

Ein ähnliches trübes Mittel ist die Atmosphäre, da sie feine Nebeltröpfchen und unzählige Staubteilchen enthält, auf welchen letzteren bei höherer Luftfeuchtigkeit sich sehr leicht Wasserdampf niederschlägt, wodurch die Trübung vermehrt wird. Sie erscheint uns daher vor dem dunklen Hintergrund des Weltraums im zurückgeworfenen Lichte, d. h. von der belichteten Seite aus gesehen, blau. Nimmt durch Vermehrung der Staub- oder Dunstteilchen die Trübung zu, oder wird die Dicke der trübenden Schicht grösser, so dass der schwarze Hintergrund, der Weltraum, vollkommen verdeckt wird, so verwandelt sich das Blau mehr und mehr in Weiss. Das Letztere gewahren wir am häufigsten wenn wir nach dem Horizonte blicken; in dieser Richtung hat die trübende Schicht, da die trübenden Partikel hauptsächlich in den unteren Luftschichten schweben, die grösste Erstreckung, deshalb erscheint der Horizont mehr weisslich, während sich über unseren Häuptern das Blau am reinsten zeigt, weil in dieser Richtung die trübende Schicht am dünnsten ist.

Das Blau des Himmels käme hiernach dadurch zustande, dass die Atmosphäre mit ihren trübenden Materien uns zerstreutes weisses Licht zurückwirft, ohne den schwarzen Hintergrund, den Weltraum, vollständig zu verdecken. Es wäre eine subjektive Farbe, kein wirkliches Blau wie das Blau des Spektrums oder das durch ein blaues Glas gegangene Licht.

Diese Erklärung erscheint nach neueren Untersuchungen unhaltbar. Danach ist das Blau des Himmels keine subjektive Farbe, sondern wirk-

liches, objektiv vorhandenes Blau. Die Luft reflektiert die kurzwelligen blauen Strahlen, während sie die langen, roten unverändert durchlässt. Die nähere Erklärung ist nunmehr etwa folgende.

Bei äusserst kleinen Körperchen, die als Trübungen in einem Medium schweben, finden die gewöhnlichen Gesetze der Optik keine vollständige Anwendung mehr. Die blaue Farbe des Himmels wird durch sehr kleine in der Atmosphäre als Trübung schwebende Partikel verursacht, deren Durchmesser kleiner ist als 0,00035 mm, d. h. kleiner als die kleinste in Betracht kommende Wellenlänge des Lichtes. Diese kleinsten Teilchen werden, vom Sonnenlicht getroffen, zum Mittelpunkt einer neuen, sich kugelförmig ausbreitenden Wellenerregung, haben aber wegen ihrer Kleinheit die Eigenschaft, in dieser Weise nicht alle Lichtwellen in gleicher Intensität zu reflektieren, sondern mit einer Intensität, welche der vierten Potenz der Wellenlänge umgekehrt entspricht, d. h. also: die kurzen, blauen Wellen werden vielmal stärker reflektiert als die langen, roten, der Himmel erscheint daher blau. So erklärt es sich auch, dass die Farben trüber Medien d. i. blau im auffallenden Licht, gelb bis rot im durchgelassenen Licht, um so ausgeprägter auftreten, je kleiner die trübenden Teilchen sind, während der Farbenunterschied mit zunehmender Grösse der Partikel immer geringer wird. Sind die Teilchen mehrmals grösser als eine Lichtwellenlänge, so reflektieren sie alle Wellen des auffallenden Lichtes nach den gewöhnlichen Gesetzen der Optik, und dieses Licht ist dann weiss. Bei Vermehrung der grösseren in der Atmosphäre als Tröpfchen, Staub etc. schwebenden Teilchen nimmt in der That der Himmel eine mehr weissliche Farbe an.

Das Rot und Gelb des Abend- und Morgenrots sind die Farben trüber Medien im durchgelassenen Lichte. Während nach Obigem die Atmosphäre mit ihren trübenden Teilchen die kurzwelligen Strahlen vorzugsweise zurückwirft, teilweise auch absorbiert, lässt sie die langwelligen gelben und roten Strahlen vorwaltend hindurchgehen. Die Färbung des durchgelassenen Lichtes wird jedoch erst bemerkbar, wenn die Sonne in der Nähe des Horizontes steht, so dass deren Strahlen einen weiten Weg durch die unteren Luftschichten zurückzulegen haben, denn diese hauptsächlich enthalten die trübenden Partikel, sowie den atmosphärischen Wasserdampf, welcher letztere im vollkommen gasförmigen Zustande vornehmlich blaue und violette Strahlen absorbiert. Das Morgenrot ist durchschnittlich weniger lebhaft als das Abendrot, weil Morgens in der Regel weniger Wasserdampf vorhanden ist als Abends. Ein stark gefärbtes Morgenrot weist auf einen für diese Tageszeit reichlichen Wasserdampfgehalt der Luft hin und gilt deshalb als Anzeichen für baldigen Regen.

102. **Dämmerung und Tageshelle.** Ohne die Atmosphäre mit ihren Staub- und Wasserteilchen würde sofort, wenn Abends die Sonne unter den Horizont gesunken ist, vollständige Dunkelheit eintreten. Dass dies nicht der Fall ist, sondern dem Sonnenuntergang eine längere oder kürzere Dämmerung folgt, welche den Übergang von völliger Tageshelle zu vollkommener Dunkelheit vermittelt, und dass dem Sonnenaufgang eine ebensolche vorausgeht, rührt daher, dass die Sonne, wenn sie für unser Auge unter dem Horizont verschwunden ist, die Luft und die in ihr schwebenden Staub- und Wasserteilchen am westlichen Himmel noch eine Zeit lang bescheint, und diese erleuchteten Teilchen uns zerstreutes Licht zusenden, welches allmählich abnimmt und verschwindet, indem die Beleuchtung der Atmosphäre über dem Horizont mit dem Tiefersinken der Sonne immer schwächer wird und endlich aufhört.

Man unterscheidet astronomische Dämmerung und bürgerliche Dämmerung. Die erstere hat ihre Grenze in dem Zeitpunkte, wo der letzte Schein der Helligkeit am westlichen Himmel verschwindet, was ungefähr der Fall ist, wenn die Sonne 18^0 unter dem Horizont steht, die bürgerliche Dämmerung in dem Zeitpunkte, wo die Sonne etwa 6^0 unter dem Horizonte steht (das Lesen im Freien nicht mehr möglich ist), die bürgerliche währt also ungefähr $^1/_3$ so lang wie die astronomische Dämmerung, welche am Äquator zur Zeit des Äquinoktiums etwa 1 Stunde 12 Minuten, auf dem 45. Breitengrad nahezu 2 Stunden, auf dem 63. Breitengrad ungefähr 3 Stunden, auf dem 80. Breitengrad 12 Stunden beträgt. Den 18^0 unter dem Horizont parallel zu diesem gelegten Kreis nennt man den Dämmerungskreis, und die zwischen beiden Kreisen liegende Himmelszone die Dämmerungszone. Diese wird am Äquator auf kürzestem Wege von der Sonne durchlaufen, deshalb ist die Zeit der Dämmerung dort nur kurz; mit der geographischen Breite nimmt die Dauer der Dämmerung immer mehr zu, weil für die weiter polwärts gelegenen Orte der Tageskreis der Sonne mit dem Horizont einen immer spitzeren Winkel bildet, und deshalb die Sonne längere Zeit braucht um vom Horizont bis zum Dämmerungskreis (oder umgekehrt) zu gelangen. Die am Äquator thatsächlich sehr kurze Dauer der Dämmerung hat noch einen weiteren Grund in der grossen Reinheit der Luft in der tropischen Zone, wodurch der bezügliche Unterschied zwischen niedrigen und höheren Breiten noch grösser wird, als durch obige Verhältnisse an sich bedingt ist.

Im Sommer sowohl wie im Winter wird die Dämmerungsdauer für alle Breiten etwas grösser als sie zur Zeit der Äquinoktien ist. An Orten, welche soweit polwärts liegen, dass noch um Mitternacht die Sonne weniger als 18^0 unter dem Horizont steht, dauert die astronomische Dämmerung die ganze Nacht, so dass also keine vollständige Finsternis eintritt; dies ist in den kurzen Nächten zur Zeit der Sommersonnenwende schon im nördlicheren Teil der gemässigten Zone zu beobachten.

Kurz nach Sonnenuntergang erscheint am Osthimmel ein dunkles, blau- oder aschgraues Segment, welches durch einen weisslichen Streifen von dem übrigen, rötlichen Himmel getrennt ist. Diese Erscheinung hat man Gegendämmerung genannt. Das dunkle Segment ist nichts anderes, als der auf die Atmosphäre geworfene Schatten der Erde, der nur durch die die Erdoberfläche berührenden und gebeugten Lichtstrahlen erleuchtet wird; der weissliche Streifen rührt her von der an der Grenze stattfindenden Mischung des rötlichen und blauen Lichtes. Je tiefer die Sonne sinkt, desto höher hebt sich das dunkle Segment und erreicht das Zenith, sobald die Sonne $6^1/_2{}^0$ unter dem Horizont steht. Alsdann beginnen in dem dunklen Raum die grösseren Sterne deutlich sichtbar zu werden. Die rötliche Helle am westlichen Himmel zieht sich immer tiefer nach dem westlichen Horizont herab, während das dunkle Segment sich immer weiter über den Himmel ausbreitet und von Osten her durch tieferes Dunkel überlagert wird, bis endlich — wenn die Sonne 18^0 unter dem Horizont steht — alle Sterne sichtbar sind, und die Dunkelheit nicht mehr zunimmt. Damit ist dann die astronomische Dämmerung zu Ende.

Auch das zerstreute Tageslicht, die **Tageshelle** da wo keine direkten Sonnenstrahlen hinfallen, ist nur eine Folge der Gegenwart der Atmosphäre mit ihren Staub- und Wasserteilchen, indem dieselbe das Sonnenlicht nach allen Seiten hin zerstreut. Ohne das Vorhandensein der Atmosphäre würde die eine Seite der von der Sonne beschienenen Körper grell erleuchtet sein, die andere Seite befände sich im schwärzesten Schatten.

Regenbogen. Wenn man die unverhüllte Sonne hinter sich, vor **103.**
sich aber eine regnende Wolke oder überhaupt eine grosse Menge einzelner Wassertropfen hat, die von der Sonne beschienen werden, so sieht man einen, bei völliger Entwickelung der Erscheinung zwei Regenbogen mit entgegengesetzter Farbenanordnung; der innere oder Hauptregenbogen hat das Rot aussen, der äussere oder Nebenregenbogen hat das Rot innen. Der gemeinsame Mittelpunkt liegt im Gegenpunkt der Sonne, d. h. in der Verlängerung der Linie, welche man sich durch die Sonne und das Auge des Beobachters gelegt denken kann. Dieser Mittelpunkt liegt für den in der Ebene stehenden Beobachter im Horizont, wenn die Sonne im Horizont steht, er liegt unter dem Horizont, wenn die Sonne über diesem steht. Danach richtet sich die Grösse der sichtbaren Bogenstücke; diese sind um so kleiner, je höher (bei unverändertem Standpunkt des Beobachters) die Sonne steht. Bei gleichem Stand der Sonne ist das sichtbare Stück um so grösser, je höher der Beobachter sich über der Ebene befindet.

Der Hauptregenbogen entsteht durch Lichtstrahlen, welche bei ihrem Eintritt in einen Regentropfen gebrochen (d. i. von ihrer Richtung ab-

gelenkt), an der Rückwand des Tropfens zurückgeworfen und auf der Vorderseite beim Austritt nochmals gebrochen worden sind.

Fig. 14 zeigt den Weg, welchen ein Strahl A verfolgt, der in B auf einen Wassertropfen fällt. Der Strahl wird in B gebrochen, in D (zum Teil) reflektiert, in E nochmals gebrochen; der austretende Strahl macht mit dem eintretenden den Winkel *d*.

Parallel mit dem Strahl A treffen noch viele Strahlen den Tropfen (denn die Sonnenstrahlen sind als parallel anzusehen), aber nur solche treten unter sich parallel wieder aus und können auf das Auge einen merklichen Lichteindruck machen, welche den Tropfen unter einem bestimmten Einfallswinkel *a* treffen.

Je weiter von *y* und je näher an C die Einfallsstelle eines Strahls liegt, desto grösser ist der Einfallswinkel, d. i. der Winkel, welchen der Strahl mit der auf die Treffstelle gefällten Senkrechten macht. Die Ab-

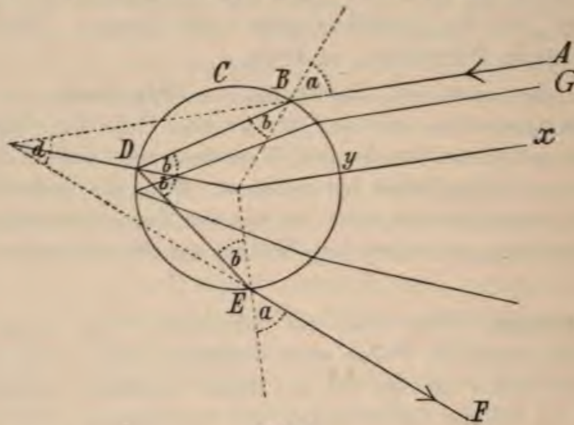


Fig. 14.

enkung *d*, d. i. der Winkel, welchen der austretende mit dem eintretenden Strahl macht, wird — wie sich aus den Gesetzen der Brechung und Reflexion ergiebt — mit wachsendem Einfallswinkel bis zu einer bestimmten Grösse des letzteren grösser und dann wieder kleiner, so zwar, dass von diesem Grenzwert aus eine kleine Zu- oder Abnahme des Einfallswinkels die Ablenkung nur unmerklich verkleinert.

Es giebt also ein Maximum der Ablenkung, welches bei einer gewissen Grösse des Einfallswinkels eintritt. Nehmen wir an, der Strahl A erleide diese grösste Ablenkung, welche durch zweimalige Brechung und einmalige Reflexion im Regentropfen möglich ist, so werden alle Strahlen, welche parallel mit A unter wenig grösserem oder kleinerem Einfallswinkel (als der Winkel *a*), also nahe dem Punkte B den Tropfen treffen, auch nahezu parallell mit der Richtung E F aus dem Tropfen austreten. Ist der Einfallswinkel namhaft kleiner, wie z. B. für den Strahl G,

so erleidet der Strahl eine schwächere Brechung an der Einfallsstelle und verfolgt nach seinem Austritt eine andere Richtung als der Strahl A, welchem er vor seinem Eintritt parallel war. Das Gleiche ist der Fall, wenn der Einfallswinkel erheblich grösser ist, also bei den Strahlen, welche weiter oben, nahe an C den Tropfen treffen; auch diese Strahlen erleiden eine geringere Ablenkung durch den Tropfen als der Strahl A, und sind diesem sowie unter sich nicht mehr parallel.

Hiernach ist klar, dass das nach dem Tropfen blickende Auge nur in der Richtung E F einen merklichen Lichteindruck empfängt, weil nur aus dieser Richtung parallele Strahlen das Auge treffen. Befände das Auge sich oberhalb dieser Linie, so könnte es nur von einzelnen Strahlen aus dem Tropfen getroffen werden, unterhalb dieser Linie von gar keinem derselben.

Nun fallen die Regentropfen zwar herab, aber sie folgen sich mit solcher Geschwindigkeit, dass die Stelle des einen sofort wieder von einem anderen eingenommen wird; es ist deshalb für den Beobachter genau so, als wenn jeder Tropfen unbeweglich an seiner Stelle bliebe.

Wenn daher das Auge, während man die unverhüllte Sonne hinter sich hat, nach der regnenden Wolke emporsieht in einer Richtung, welche mit der durch das Auge und die Sonne gelegten Geraden den Winkel *d* macht, so erhält das Auge aus Tropfen, welche sich in dieser Richtung befinden, wirksame, weil parallele, Strahlen; von Tropfen, die sich höher befinden, erhält es keine zweimal gebrochenen und einmal reflektierten Strahlen, weil diese über das Auge hinweggehen; von niedrigeren Tropfen erhält es einzelne der divergierenden Strahlen, die wirksamen gehen unter dem Auge vorüber. Wirksame Strahlen muss aber das Auge ebenso aus anderen Richtungen empfangen, welche mit jener Linie den gleichen Winkel *d* bilden.

Wären nun die auf die Tropfen fallenden Strahlen gleicher Gattung, wäre das weisse Sonnenlicht homogen, so würde das Auge wirksame weisse Strahlen empfangen aus allen Tropfen, welche um den Winkel *d* vom Gegenpunkt der Sonne abstehen, m. a. W. aus allen den Richtungen, welche mit der von der Sonne durch das Auge nach dem Gegenpunkt gezogenen Geraden jenen Winkel bilden. Es erschiene also unter dem Radius *d* ein erleuchteter Kreis, doch nicht als Kreislinie, sondern, da die Sonne den scheinbaren Durchmesser von $^1/_2{}^0$ hat, als ein Ring von $^1/_2{}^0$ Breite. Da das weisse Sonnenlicht aber aus den sogenannten sieben Regenbogenfarben besteht, deren Strahlen verschiedene Brechbarkeit (vom Rot nach dem Violett hin zunehmend) besitzen, so muss durch die zweimalige Brechung in den Regentropfen das weisse Licht in seine Bestandteile, die Farben, zerlegt, und müssen diese sichtbar werden. Weiter wird aber an unseren Betrachtungen hierdurch nichts geändert. Die

grösste Ablenkung durch einmalige innere Reflexion und zweimalige Brechung im Regentropfen ist für die roten Strahlen infolge ihrer geringeren Brechbarkeit etwas grösser als für die Strahlen der übrigen Farben, sie beträgt für die roten 42° 30′, für die violetten 40° 40′. Unter diesen Ablenkungswinkeln treten also die beiden äussersten Strahlenarten aus dem Tropfen parallel und für das Auge wirksam aus, und man sieht daher einen violetten Ring, dessen Halbmesser unter einem Winkel von 40° 40′ erscheint, sowie einen roten Ring von 42° 30′ Halbmesser. Jeder derselben zeigt sich infolge des scheinbaren Durchmessers der Sonne 30′ breit, d. h. (von den genannten Werten aus) nach innen und aussen um je 15′ verbreitert. Zwischen ihnen sind die übrigen Farben in der bekannten Reihenfolge angeordnet. Der ganze Bogen ist somit etwa 2° 20′ breit. Die einzelnen Farben sind jedoch wegen des grossen scheinbaren Sonnendurchmessers nicht scharf von ihren Nachbarfarben getrennt, sondern teilweise über einandergelegt, daher verschwommen.

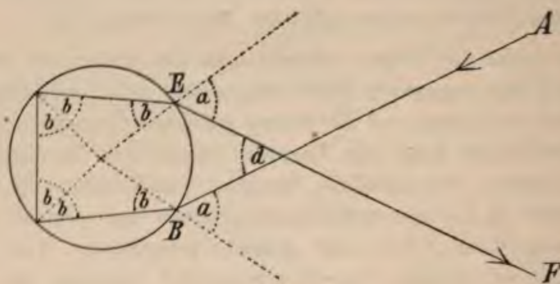


Fig. 15.

Der Nebenregenbogen entsteht in analoger Weise durch Strahlen, welche durch die Regentropfen eine zweimalige innere Reflexion und eine zweimalige Brechung erfahren haben, wobei der austretende Strahl den einfallenden unter einem Winkel *d* Fig. 15 schneidet. Die Strahlen von einem gewissen Einfallswinkel erleiden die geringste nach zweimaliger innerer Reflexion mögliche Ablenkung und treten nahezu parallel miteinander wieder aus, diejenigen, welche unter einem namhaft grösseren oder kleineren Winkel einfallen, werden stärker abgelenkt und divergieren nach ihrem Austritt. Die kleinste Ablenkung der roten Strahlen oder also der Winkel, welchen die wirksam austretenden roten Strahlen mit den einfallenden Strahlen machen, ist infolge ihrer geringeren Brechbarkeit etwas kleiner als derjenige der wirksamen violetten Strahlen; der erstere beträgt etwa 50°, der letztere nahezu $53^1/_2$°, dazwischen liegen für die übrigen Farben die Werte der kleinsten Ablenkung. Man sieht also einen roten Ring, dessen Halbmesser unter einem Winkel von 50° erscheint,

ausserhalb desselben einen violetten von etwa $53^1/_2{}^0$ Halbmesser, dazwischen die übrigen Farben.

Der Nebenregenbogen ist blasser, lichtschwächer als der Hauptregenbogen, weil bei zweimaliger innerer Reflexion mehr Licht verloren geht als bei nur einmaliger. — Aus der Zone zwischen beiden Regenbogen gelangen weder einmal noch zweimal in einem Tropfen reflektierte Strahlen ins Auge, daher erscheint diese Zone dunkler als der übrige Teil des Himmels, von wo einzelne Strahlen das Auge treffen. — Wie leicht begreiflich sieht jeder Beobachter einen anderen Regenbogen.

Höfe. Wenn sich leichte Wolkenschleier vor der Sonne oder dem **104.**
Monde befinden, sieht man oft farbige Ringe um dieselben oder Stücke von solchen. Ihr Durchmesser beträgt mehrere Grade, selten über 10^0 Die Erscheinung ist ganz ähnlich derjenigen, welche man beobachtet, wenn man durch eine mit Lycopodium bestäubte Glasplatte nach einer Kerzenflamme sieht; die letztere erscheint dann glorienartig von koncentrischen farbigen Ringen umgeben. Man erklärt Beides als herrührend von der sogenannten Beugung der Lichtstrahlen, welche diese erleiden, wenn sie durch feine Öffnungen — hier die feinen Zwischenräume zwischen den Lycopodiumkörnern, dort diejenigen zwischen den Nebelkügelchen — hindurchgehen.[1]) Je kleiner die Kügelchen sind, desto grösser wird der Hof. Kleine Höfe zeigen die Vergrösserung der Nebelkügelchen, also schlechtes Wetter an. Ungefärbte Höfe zeigen sich, wenn die Kügelchen des Wolkenschleiers ungleiche Grösse haben. Sonnenhöfe werden seltener beobachtet als Mondhöfe, weil das Licht der Sonne zu sehr blendet.

Ringe und Nebensonnen. Bei nicht ganz heiterem Himmel zeigt **105.**
sich zuweilen die Sonne oder auch der Mond von einem farbigen Ring von 22^0 Halbmesser und von einem zweiten, dessen Halbmesser unter einem Winkel von 46^0 erscheint, umgeben. Dieselben sind innen rot und schärfer begrenzt, aussen violett und verschwommener. Man erklärt diese Ringe durch die Brechung des Lichtes in den Eiskrystallen, die in den höheren Luftregionen schweben. Diese Krystalle sind sechsseitige Säulen und Platten. Die ersteren wirken, wenn Licht durch eine Seitenfläche ein-, durch die zweitfolgende wieder austritt, wie dreiseitige Prismen mit einem brechenden Winkel von 60^0. Je nach dem Winkel, unter welchem solchermassen die Strahlen auf die vordere Fläche treffen, ist die durch das Prisma bewirkte Ablenkung grösser oder kleiner, die kleinste hierbei

[1]) Zu derselben Art von Erscheinungen gehören die Farben, welche man wahrnimmt, wenn man durch die engen Maschen eines dichten Gewebes nach der Sonne, oder durch den Bart der Feder eines kleinen Vogels nach einer Kerzenflamme sieht.

mögliche Ablenkung ist etwa 22^0, und solche Strahlen, welche dieses Minimum der Ablenkung erlitten haben, treten in grosser Anzahl nahezu parallel aus. Daher empfängt das Auge aus den Richtungen, welche mit der Verbindungslinie von der Sonne nach dem Auge einen Winkel von 22^0 machen, einen Lichteindruck, und zwar sieht es, da der Winkel der kleinsten Ablenkung für die roten Strahlen etwas kleiner ist als für die violetten, einen farbigen Ring mit dem Rot nach innen und von dem bezeichneten Halbmesser.

Dieselben Eisprismen wirken aber wie solche mit einem brechenden Winkel von 90^0, wenn sie sich in einer derartigen Stellung zur Lichtquelle befinden, dass das Licht durch eine Seitenfläche ein- und durch die zu ihr rechtwinkliche Endfläche wieder austritt oder umgekehrt. Durch ein Eisprisma von diesem brechenden Winkel werden die für das Auge wirksamen Strahlen um 46^0 von ihrer Richtung abgelenkt, und so erklärt sich der farbige Ring von diesem Halbmesser.

Die Mehrzahl der in der Luft schwebenden Eiskrystalle stellt sich mit der Längsaxe vertikal, weil sie so den Luftwiderstand am leichtesten zu überwinden vermögen, deshalb zeigt der Ring von 22^0 rechts und links an den Endpunkten seines horizontalen Durchmessers, deren Licht von vertikal gestellten Prismen herrühren muss, einen erhöhten Glanz und lebhafte Farben, und diese farbigen Flecke sind es, die man Nebensonnen nennt. Sie erscheinen öfters auch ohne Ringe, ebenso diese ohne Nebensonnen.

Die beiden Ringe sind gewöhnlich durch einen horizontalen hellen, nicht gefärbten Streifen durchschnitten, der durch die Sonne geht und oft um den ganzen Himmel reicht. Er entsteht durch die Reflexion an senkrecht stehenden Seitenflächen der Eisprismen oder an senkrecht stehenden Grundflächen der Platten. — Die gewöhnlich zugleich sichtbare, durch die Sonne gehende vertikale Lichtsäule entsteht durch einfache Reflexion des Lichtes an den (wagrechten) Grundflächen senkrecht stehenden Prismen, so dass der Beobachter von denjenigen Prismen Licht empfängt, welche sich gerade zwischen seinem Scheitelpunkt und der Sonne befinden.

106. **Kimmung.** Wenn die höheren Luftschichten wärmer sind als die unteren, derart, dass die Dichtigkeit der Luft von unten nach oben ungewöhnlich schnell abnimmt, so sieht man zuweilen von einem etwas erhöhten Standpunkt aus entfernte Gegenstände höher, als sie sich wirklich befinden, und es können Gegenstände sichtbar werden, die unter dem Horizonte liegen. Es werden die Strahlen, die von den in der dichteren Luftschicht befindlichen Gegenständen ausgehen, bei dem in schräger Richtung erfolgenden Übergang in die dünnere darüber liegende Schicht vom Einfallslot gebrochen, d. h. sie machen mit der auf die Grenzfläche

gefällten Senkrechten nach ihrem Übertritt in die dünnere Schicht einen grösseren Winkel als vorher. Das Gleiche geschieht bei jedem weiteren Übergang in die nächstfolgende dünnere Schicht, und so kommt es, dass der ursprünglich geradlinige Strahl eine nach oben konvexe krumme Linie beschreibt. In der Richtung, welche der Strahl unmittelbar vor dem von ihm getroffenen Auge hat, erblickt das Auge den Gegenstand, dieser erscheint somit gehoben.

Die Erhebung kann bis über den Horizont des Beobachters gehen, wenn zwischen diesem letzteren und dem Gegenstand die Luftschichten gleicher Dichtigkeit nicht wagrecht, sondern nach unten konvex gekrümmt sind. Alsdann haben die Strahlen — nachdem sie von dem fernen Gegenstand aus zuerst in der Richtung schräg aufwärts Schichten abnehmender Dichtigkeit passiert, dabei die vorerwähnte, nach oben konvexe Krümmung angenommen haben und weiterhin horizontal geworden sind — wiederum Schichten zunehmender Dichtigkeit zu durchlaufen; hierdurch werden sie zum Einfallslot gebrochen, nehmen also nunmehr eine abwärts geneigte Richtung an und lassen dem in der Ebene befindlichen Beobachter, in dessen Auge diese Strahlen gelangen, den thatsächlich im Horizont liegenden, fernen Gegenstand so erscheinen, als befände er sich über dem Horizont des Beobachters.

Luftspiegelung. Trifft ein Lichtstrahl unter entsprechendem sehr spitzem Winkel, aus einer dichteren Luftschicht kommend, auf die anliegende Grenzfläche einer nur unbedeutend dünneren Luftschicht, so tritt der Fall der totalen Reflexion ein, d. h. der Strahl geht nicht in die dünnere Schicht über, sondern wird an der Grenzfläche nach der dichteren Schicht zurückgeworfen und zwar unter demselben Winkel, unter welchem er die Grenzfläche traf. Liegt die dichtere Luftschicht zu unterst, und gelangen solche Strahlen, die von einem in der dichteren Schicht befindlichen fernen Gegenstand ausgehend unterwegs derart (an der Grenzfläche einer oberhalb befindlichen dünneren Luftschicht) reflektiert worden sind, ins Auge, so erblickt dieses das verkehrte und in die Höhe gehobene Spiegelbild des Gegenstandes, dazu diesen selbst, falls noch andere von demselben ausgehende Strahlen ohne Spiegelung in wenig abgelenkter Richtung ebenfalls ins Auge treffen. Meist ist mit dieser Luftspiegelung auch Kimmung verbunden, indem die Dichtigkeit der Luft von unten nach oben nicht plötzlich nur in einer Höhe, sondern mehr allmählich sich ändert, daher die Strahlen gewöhnlich vor ihrer totalen Reflexion eine Reihe von Schichten abnehmender, nachher solche von zunehmender Dichtigkeit passieren und hierbei durch Brechung abgelenkt werden. Ist währenddem die Dichtigkeit der verschiedenen Luftschichten eine unregelmässig wechselnde, so sieht man die Bilder verzerrt, zerrissen und in fortwährender Bewegung (Fata Morgana). 107.

Eine andere Erscheinung gewährt die Luftspiegelung, wenn, wie über stark erhitzten Sandflächen bei Windstille öfters der Fall, die untersten Luftschichten weniger dicht sind als die darüber lagernden, so dass die von höher gelegenen Punkten kommenden Strahlen an der Grenzfläche der dünneren Schicht reflektiert werden. Da diese Strahlen nach ihrer Reflexion eine aufsteigende Richtung haben, so sieht das Auge, welches von ihnen getroffen wird, unterhalb des direkt sichtbaren Gegenstandes ein verkehrtes Spiegelbild desselben wie in einer Wasserfläche.

In gleicher Weise ist auch Spiegelung nach der Seite möglich, wenn bei ruhiger Luft seitlich aneinanderstossende Luftmassen ungleich erwärmt sind. In diesem Falle der Luftspiegelung erscheinen Bild und Gegenstand nicht über-, sondern nebeneinander und aufrecht.

Zweiter Teil.

Klimatologie.

Begriff; klimatische Elemente. Während es die Aufgabe der **108.** Meteorologie im engeren Sinne ist, die einzelnen in der Atmosphäre sich abspielenden Erscheinungen auf bekannte physikalische Gesetze zurückzuführen, die Bedingungen ihres Eintritts festzustellen und den ursächlichen Zusammenhang der gleichzeitigen oder aufeinander folgenden atmosphärischen Vorgänge und Zustände, welche das Wetter ausmachen, zu erforschen, hat es die Klimatologie mit den Witterungseigentümlichkeiten verschiedener, engerer oder weiterer begrenzter Abschnitte der Erdoberfläche zu thun, daher hauptsächlich mit den dortigen (durch vieljährige meteorologische Beobachtungen gefundenen) mittlereren Zuständen der Atmosphäre sowie mit den Abweichungen von den durchschnittlichen Verhältnissen daselbst, soweit diese Abweichungen zur Charakterisierung der Witterungseigentümlichkeiten oder also des Klima's der betreffenden Erdgegend erforderlich. Je gleichmässiger die Witterung in einer Gegend das Jahr hindurch und während eines und desselben Zeitabschnittes in jedem Jahre ist, desto schärfer wird das Klima der Gegend durch die betreffenden Mittelwerte allein gekennzeichnet werden.

Die Klimatologie ist teils theoretisierend wie die Meteorologie, sofern sie die Ursachen der klimatischen Eigentümlichkeiten behandelt, teils beschreibender Natur, indem sie ein Bild der letzteren zu geben sucht (Klimatographie).

Dem Zwecke dieses Buches entsprechend handelt es sich im gegenwärtigen klimatologischen Teil besonders um das Klima in bezug auf die Vegetation, d. h. um die atmosphärischen Zustände und Vorgänge, sofern dieselben auf das Pflanzenleben direkten Einfluss nehmen.

Als klimatische Elemente in diesem Sinne können wir ansehen: Temperatur, Licht, Luftfeuchtigkeit, (Nebel und Wolken), Niederschlag, Richtung und Stärke des Windes. Der Luftdruck, dieses eminent wichtige meteorologische Element, spielt zwar auch in der Klimatologie eine sehr bedeutende Rolle, sofern er die Winde

beherrscht, an sich aber ist der Luftdruck, d. h. seine Unterschiede und Änderungen für die Vegetation von keiner direkten und wesentlichen Bedeutung.

I. Einfluss der klimatischen Elemente auf die Pflanzenwelt.

119. **Temperatur.** Ohne Zweifel kommt unter den genannten klimatischen Faktoren der Wärme eine oberste Stelle zu, indem sie es hauptsächlich ist, welche die Vegetationsverhältnisse der Erde bestimmt. Weder unter sehr hohen, noch unter sehr niedrigen Temperaturen kann organisches Leben sich entwickeln. Zwar vermögen manche Organismen im Zustand der Ruhe, z. B. als Samen im Winter, bedeutende Temperaturextreme zu ertragen, im allgemeinen ist aber das pflanzliche wie das tierische Leben vorzugsweise an Temperaturen geknüpft, welche zwischen Null und etwa 40° liegen. Jedoch auch innerhalb dieser Grenzen finden wir die mannigfaltigsten Abstufungen. Die reiche Entwickelung der Flora der Tropen ist an das heisse Klima gebunden; Myrten nebst anderen immergrünen Holzpflanzen finden wir im milderen Klima, dem kalten sind niedere Sträucher, Moose und Flechten eigen.

Die Art und Weise, wie die Wärme auf die Entwickelung des pflanzlichen Lebens wirkt, ist noch nicht mit Sicherheit festgestellt. Doch glaubt man annehmen zu können, dass diese Einwirkung hauptsächlich in einer Beförderung der chemischen Prozesse im Pflanzensaft liege; denn die im Herbst in den Markstrahlenzellen der Holzpflanzen angehäuften Stärkekörner verschwinden im Frühjahr mit dem Steigen des Saftes, und dafür treten andere organische Verbindungen, Zucker, ätherische Öle etc. auf. Ausserdem wird durch die Wärme die Auflöslichkeit fester Körper erhöht, die Diosmose der Flüssigkeiten durch die Zellmembranen und die Verdunstung der Feuchtigkeit aus den Blättern gefördert.

Hinsichtlich des Erwachens des pflanzlichen Lebens im Frühjahr scheint es nicht nur darauf anzukommen, dass die Lufttemperatur eine gewisse Höhe über dem Gefrierpunkt erreicht hat, sondern namentlich auch darauf, dass sie höher sei als die Bodentemperatur im Wurzelbereich, welche ihrerseits etliche 4 bis 5° erreicht haben muss, damit der Saft in die Wurzeln eindringen kann. Die Vegetationsperiode beginnt im Frühjahr zur Zeit, wo die Luftwärme höher geworden ist, als die Bodenwärme, was bei uns etwa im April eintritt, und endigt etwa im Oktober, wo die Luftwärme unter die des Bodens herabgeht, doch gilt dies nur im allgemeinen und sind Ausnahmen nicht selten, z. B. kehrt sich im Winter an warmen Tagen das Verhältniss zuweilen um, so dass das Pflanzenleben auch in der kalten Jahreszeit nicht völlig unterbrochen ist; daher werden die Knospen auch im Winter grösser, und ein im Herbst gepflanzter Baum treibt eher als ein Ausgangs Winter gepflanzter.

Das eigentliche Schwellen der Knospen, dieses erste Anzeichen vom Beginn der Vegetationsperiode tritt an den tiefer stehenden Knospen früher ein als an den höher stehenden, weil die ersteren vom aufsteigenden Saft zuerst erreicht werden.

Eine wichtige Rolle spielt die Wärme schon bei der Keimung der Samen. Das endosmotische Eindringen von Wasser in die Samen, welches den Keimprozess einleitet, wird durch Wärme gefördert, insbesondere aber ist eine gewisse Wärme zur Vollendung der chemischen Vorgänge beim Keimen erforderlich. Fehlt diese Wärme, obwohl der Samen Wasser aufgenommen hat, so tritt Fäulnis ein. Bei höheren Temperaturen, die aber gewisse Grenzen nicht überschreiten, geht die Keimung rascher vor sich als bei niedrigeren. Zu hohe Wärmegrade verhindern wiederum den Keimprozess. Die Temperaturgrenzen, innerhalb welcher derselbe stattfinden kann, sind jedoch für verschiedene Pflanzenarten verschieden, ebenso die Temperaturen, bei welchen die Keimgeschwindigkeit am grössten ist. Hierin zeigen sich auch bei ein und derselben Art Verschiedenheiten, je nachdem die Samen wärmeren oder kälteren Standorten entstammen. Die meisten Samen vermögen unter gewissen Bedingungen sehr hohe sowohl als sehr niedrige Temperaturen zu ertragen, ohne ihre Keimfähigkeit einzubüssen (z. B. mehrstündige Erwärmung auf über 100°, wenn sie hierbei fast gänzlich wasserfrei sind, und ihre Keimkraft nicht schon vorher gelitten hat). Doch ist bei verschiedenen Individuen derselben Art die Widerstandskraft gegen schädigende Einflüsse verschieden.

Wärmesummen. Man hat vielfach versucht, zu bestimmen, welche **110.** Wärmemengen verschiedene Pflanzen zu ihrer Entwickelung resp. zum Eintritt in ihre einzelnen Entwickelungsphasen bedürfen, und sogenannte „Wärmesummen“ berechnet, welche den Wärmebedarf der Pflanze ausdrücken, der Schnelligkeit ihrer Entwickelung proportional sein sollen. Solche Wärmesummen wurden berechnet durch Multiplikation der Zahl der Tage mit deren mittlerer Temperatur. Da aber die Pflanzen nicht alle bei der gleichen Temperatur zu treiben beginnen, blieb es zweifelhaft, von welchem Zeitpunkt oder von welchem Temperaturgrad an man die Wärme als positiv wirksam in Rechnung zu stellen habe[1]. Zudem erheben sich gewichtige Einwände gegen die Brauchbarkeit der ganzen Rechnungsweise. Die Proportionalität des Wachstums mit der Wärmesumme muss durch mancherlei Umstände, die nicht in Rechnung zu ziehen sind, Störungen erleiden, z. B. durch den Einfluss der Verschiedenheiten in betreff der Belichtung, der Feuchtigkeit, der Bodenbeschaffenheit, der Bodenwärme. Ferner geben die Messungen der Lufttemperatur an den

[1] Die einen rechneten vom ersten frostfreien Tage an und zählten alle Temperaturen über Null° als positiv, diejenigen unter Null als negativ; andere zählten alle Temperaturen vom letzten Laubfall im Herbst an.

im Schatten aufgestellten Thermometern kein Mass für die Wärme, welche die im Sonnenschein vegetierenden Pflanzen empfangen. Ausserdem ist für verschiedene Pflanzen festgestellt, dass es nicht hinreicht, wenn sie im Laufe des Jahres eine bestimmte Wärmemenge empfangen, dass vielmehr die Wärme zu einer gewissen Zeit auch eine bestimmte Höhe erreichen muss, wenn eine normale Entwickelung erfolgen soll. In England lässt sich kein geniessbarer Wein erzeugen, weil dort die Wärme der Sommermonate hierzu nicht ausreicht, obwohl die mittlere Jahreswärme im südlichen England sogar etwas höher ist als in Wien, in dessen Nähe guter Wein wächst. (Wien Jahresmittel 9,7°, Julimittel 20,5°; London Jahr 10,3°, Juli 17,9°). Die heutigen Anhänger der Wärmesummentheorie benutzen daher nur die täglichen Wärmemaxima vom 1. Januar ab, und zwar werden die Temperaturen nicht im Schatten, sondern an der Sonne ausgesetzten Thermometern gemessen.

Das **Wärmebedürfnis** der Gewächse ist nach den Arten verschieden; die einen, wie z. B. die edle Kastanie, die Wallnuss u. a. haben zu ihrer vollkommenen Entwickelung mehr Wärme nötig als andere, z. B. Fichten, Birken; die einen ertragen strengere Winterkälte, andere nicht, und diese Verhältnisse sind hauptsächlich bestimmend für die Verbreitung der Gewächse über die Erde. Aber auch innerhalb der Grenzen ihrer Verbreitung zeigen sich wesentliche Unterschiede. In wärmeren Gegenden ist der Holzzuwachs uud die Reproduktionskraft grösser, der Gerbstoffgehalt der Eichen, der Harzgehalt der Fichten beträchtlicher als in kälteren Gegenden und Lagen.

111. **Verspätung der Entwickelung bei abnehmender Wärme.** Die Abnahme der Wärme mit der Entfernung vom Äquator und mit der Erhebung über das Meeresniveau äussert sich bei einer und derselben Pflanze hauptsächlich in der Verspätung ihrer Entwickelung. Man sagt gewöhnlich, für je einen Grad geogr. Br. (15 geogr. Meilen) nach Norden, was in unseren Breiten einer durchschnittlichen Temperaturabnahme von 0,75° entspricht, verspäte sich die Vegetation um 4 Tage. Doch ist das nur eine Mittelzahl, die durchaus keine allgemeine Gültigkeit besitzt, weil mancherlei Momente hierauf von Einfluss sind, und durch dieselben zahlreiche Abweichungen veranlasst werden. Ebensowenig lässt sich auch für die Grösse der Verspätung mit zunehmender Seehöhe ein allgemein gültiges Gesetz aufstellen. Denn nicht allein ist die Verzögerung ausserordentlich verschieden, sondern es kehrt sich das Verhältnis zuweilen geradezu um. Dieselbe beschränkte Gültigkeit, wie sie der angeführten Zahl für die Breitenverspätung zukommt, ist daher denjenigen für die Höhenverspätung beizumessen. Wessely nimmt auf Grund seiner Beobachtungen in den österreichischen Alpen als mittleren Unterschied im Eintritt der Vegetationsphasen etwa 6 Tage für je 200 m Erhebung an.

Dieses Resultat ist insofern bemerkenswert, als es, auf die mittlere Temperaturabnahme bezogen, mit dem oben genannten Betrag der mittleren Breitenverspätung übereinstimmt. Einer Erhebung um 200 m entspricht nämlich (im Durchschnitt aller Gebirge bis 60° N. Br. nach Hann) eine Temperaturabnahme von 1,13°. Eine Temperaturabnahme von 0,75° würde mithin eine Verspätung von 4 Tagen bewirken, demnach in unseren Breiten die gleiche Wärmeabnahme — sei es mit der Erhebung im Gebirge oder mit der Entfernung vom Äquator — auch ungefähr die gleiche Verspätung der Vegetation nach sich ziehen: 1° C rund etwa 5 Tage.

Infolge der Verspätung kommen die Bäume im Hochgebirge auch seltener zur Fruchtentwickelung. Die Fichte z. B. braucht in den Centralalpen (nach Wessely) um einmal Samen genügend zur Reife zu bringen, durchschnittlich

in	315	m	Höhe	3	Jahre
„	630	„	„	4	„
„	950	„	„	6	„
„	1260	„	„	8	„
„	1420	„	„	11	„

Hitze. Die Extreme der Temperatur, welche man gemeinhin als Hitze und Frost zu bezeichnen pflegt, sind im allgemeinen dem Pflanzen- 112.
leben nachteilig, da die Pflanzen im grossen und ganzen an bestimmte Temperaturgrenzen gebunden sind. Diese Grenzen liegen jedoch für verschiedene Arten verschieden, so dass manche Pflanzen ausserordentlich verschiedene Temperaturen ertragen können. Daher ist die Gefährdung durch Hitze oder Frost für verschiedene Pflanzen nicht gleich. Ferner kommt es bei einer und derselben Pflanze wesentlich auf die Entwicklungsphase, in welcher sie sich gerade befindet, und auf ihren Wassergehalt bezw. ihre Wasserversorgung an.

Die Schädigung durch zu grosse Wärme beruht hauptsächlich in der mit der letzteren verbundenen Austrocknung, welche bis zur Vernichtung der betroffenen Pflanze führen kann. Als besonders nachteilig erweist sich hierbei eine intensive Bestrahlung, welche direkt oder nach Reflexion an hellen Wänden und dergleichen die welkende Pflanze trifft. Bei ausreichender Wasserversorgung der Pflanze wird aber eine Tötung derselben durch Hitze unter den natürlichen Verhältnissen unserer Klimate nicht leicht eintreten können. Daraus ergiebt sich, dass in grösseren Waldkomplexen, in feuchterem Klima, auf tiefgründigem, genügend feuchtem, mit einer leblosen Bodendecke versehenem, gehörig beschattetem, gegen austrocknende Winde geschütztem Boden die nachteiligen Wirkungen der Hitze sich weniger leicht geltend machen werden, als unter entgegengesetzten Verhältnissen. Am wenigsten widerstandsfähig gegen die Wirkung der

Trockenhitze sind die Saaten während der Keimperiode und die jungen, noch nicht genügend angewurzelten Samenpflanzen.

113. **Frost.** Das Erfrieren kann sich auf die ganze Pflanze erstrecken oder auf einzelne Teile derselben beschränkt bleiben. Worin das Erfrieren der Pflanze besteht, darüber weiss man noch nichts absolut Sicheres. Man nahm früher an, dass beim Gefrieren der Säfte in diesen eine chemische Veränderung eintrete, welche nach dem Auftauen eine weitere Zersetzung nach sich ziehe. Eine andere der mannigfaltigen, bezüglich des Erfrierungstodes aufgestellten Hypothesen ist die, dass durch die Ausdehnung des in den Zellen gefrierenden Saftes die Zellwände gesprengt würden, und dadurch die Tötung eintrete. Die ausgedehntesten Untersuchungen neuerer Zeit, welche wir Müller-Thurgau verdanken, haben indes gezeigt, dass unter gewöhnlichen Umständen innerhalb der Zellen gar kein Eis entsteht, sondern dass die erste Eisbildung auf der Oberfläche der Zellhäute in den Intercellularräumen stattfindet, und dass das Wasser zu dieser Eisbildung, die oft grosse Eisdrusen herstellt, von den anliegenden und allmählich von den entfernteren Zellen geliefert wird, wobei die der Eisdruse anliegenden Zellen allerdings durch das Anwachsen der ersteren auseinandergetrieben und einzelne derselben zerrissen werden können. Alle Pflanzenorgane müssen nach M. überkältet, d. h. weiter als bis auf ihre eigentliche Gefriertemperatur abgekühlt werden, ehe in ihnen der Gefriervorgang stattfindet. Der Überkältungspunkt sowohl als der stets über jenem aber noch unter Null ^{0} liegende Gefrierpunkt ist bei verschiedenen Pflanzenorganen und -arten verschieden.

Das Erfrieren ist nach M. als eine durch niedrige Temperatur herbeigeführte Vernichtung des organisierten Aufbaues des Protoplasmas zu betrachten, wodurch das letztere eine Reihe wichtiger, namentlich endosmotischer, Eigenschaften einbüsst.

Man glaubte bisher sehr allgemein, dass es meist gar nicht das Gefrieren der Pflanzen sei, welches sie töte, sondern das nachfolgende zu rasche Auftauen, und man könne gefrorene Pflanzen durch Bedecken, oder durch Begiessen mit kaltem Wasser, wodurch das rasche Auftauen verhindert wird, vor dem Erfrieren schützen. Nach M. ist dies unrichtig, und gelingt es nicht, gefrorene Pflanzenteile, die bei raschem Auftauen unfehlbar abgestorben wären, durch langsames Auftauen zu retten. Demnach muss das Erfrieren durch das Gefrieren selbst bewirkt werden.

Die wesentlichste Veränderung, welche beim Gefrieren von Pflanzenteilen vor sich geht, ist eine beträchtliche Wasserentziehung aus den Zellen, und diese ist nach M. als Todesursache zu betrachten. Damit in Übereinstimmung steht die Thatsache, dass der Wassergehalt der Zellen die Gefahr des Erfrierens ganz wesentlich beeinflusst. Je mehr Wasser die Zellen enthalten, desto mehr wird denselben beim Gefrieren bei einer bestimmten Temperatur entzogen, desto grösser ist die dadurch bewirkte Um-

änderung. In wasserreichen Zellen ist in der Regel auch der Aufbau des Protoplasmas lockerer, die festen Bestandteile (Mycellen) sind weiter von einander entfernt, und hierdurch ist die Gefahr vergrössert, dass bei plötzlichem Entzug von eingelagertem Wasser ihre Anordnung verloren geht, m. a. W. dass der organisierte Aufbau des Protoplasmas zusammenstürzt. Die erfahrungsmässig verschiedene Widerstandsfähigkeit verschiedener Pflanzenarten gegen Kälte stellt sich hiernach dar als eine verschieden grosse Fähigkeit, einen bestimmten, durch die betreffenden Kältegrade und die Natur der Zellinhalte bedingten Wasserverlust zu ertragen. Die Möglichkeit, dass bei weitgehender Koncentration des Zellsaftes auch chemische Einflüsse auftreten, ist nicht ausgeschlossen.

Grössere Frostgefahr auf der Sonnenseite und bei reichem Saftgehalt; Spät- und Frühfröste. 114. Die oft zu machende Erfahrung, dass die Südseiten von Baumstämmen leichter durch Frost leiden als die Nordseiten, was man der früheren Anschauung gemäss dem raschen Auftauen der gefrorenen Südseiten durch die auffallenden Sonnenstrahlen zuschrieb, erklärt Müller-Thurgau damit, dass auf der Südseite durch die Besonnung und stärkere Erwärmung an klaren Wintertagen die Lebensthätigkeit der Zellen in ein vorgeschritteneres Stadium tritt als auf der Nordseite, womit dann die Bedingungen gegeben sind für eine grössere Frostempfindlichkeit besonders gegen das Frühjahr hin. Fällt nun die Temperatur in einer kalten Nacht sehr tief, beispielsweise auf — 25°, so kann es sich ereignen, dass die empfindlichen Zellen der Südseite des Stammes getötet werden, während diejenigen der Nordseite, welchen vielleicht eine um Weniges niedrigere Temperatur ebenfalls den Tod gebracht hätte, verschont bleiben. Auf dieselbe Ursache ist das oft beobachtete verschiedene Verhalten der Nord- und Südseite ganzer Pflanzen (Koniferen etc.) hinsichtlich des Erfrierens zurückzuführen, es ist die infolge der Sonnenwirkung vorgeschrittenere Entwickelung der Südseite, wodurch die Empfindlichkeit gegen Frost im Vergleich zur Nordseite vergrössert wird. Als Beleg für die auf der Südseite vorgeschrittenere Entwickelung kann die von Müller nachgewiesene Thatsache gelten, dass die den Sonnenstrahlen ausgesetzten Südseiten der Bäume (Zwetschenbäume) gegen Ende des Winters eine wasserreichere Rinde besitzen als deren Nordseiten.

Ein Erfrieren tritt erfahrungsmässig im allgemeinen am leichtesten ein bei sehr saftigen und bei jungen Pflanzen und Pflanzenteilen, sowie während der Periode des grössten Saftzuflusses. Im Winter, besonders in der ersten Hälfte desselben, wo die Holzpflanzen wenig Saft enthalten, vermögen diese sehr hohe Kältegrade auszuhalten, während sie im Frühjahr und Herbst durch eine viel mässigere Kälte entweder getötet oder an den jungen Trieben und Blättern geschädigt werden können. Am schädlichsten sind deshalb die sogenannten Spätfröste (des Frühjahrs),

zur Zeit der Entwickelung der Blätter oder gar während der Blüte. So lange die Knospen noch geschlossen sind, ist die Gefahr bei nicht sehr hohen Kältegraden gering. Da an kälteren (höher oder nördlicher gelegenen) Orten die Entwickelung später beginnt, können aus diesem Grunde an solchen Orten die Existenzbedingungen für eine Pflanze günstiger sein als in wärmeren Örtlichkeiten.

Dagegen werden im Hochgebirge die Gewächse öfters von Frühfrösten (im Herbst) geschädigt, welche sich dort häufig früher einstellen als die Vegetationsperiode beendigt ist, jedoch nicht so nachteilig wirken als die Spätfröste. Auf Hochebenen sind schädliche Fröste häufiger als in Tiefebenen, weil dort infolge der relativ reichlichen Erwärmung bei Tage die Entwickelung der Pflanzen entsprechend vorschreitet, bei Nacht aber die Erkaltung sehr beträchtlich ist (grösser als in der Tiefebene).

115. **Frostlagen.** Besonders ausgesetzt sind die Pflanzen in Thälern und Mulden, überhaupt in Einsenkungen, wo sie tagsüber eine verhältnismässig bedeutende Erwärmung erfahren, bei Nacht aber stark abgekühlt werden, letzteres einmal indem die auf den umliegenden Höhen erkaltete Luft in die Vertiefungen herabfliesst, und ferner weil die Einsenkungen meist vor Luftzug geschützt sind, wodurch die Ausstrahlung und Erkaltung begünstigt wird. Häufig sind Kulturflpanzen schon dadurch mehr frostgefährdet als andere ihrer Art, dass sie von höheren aber nicht überhängenden oder schirmenden Gewächsen umgeben sind und deshalb des Luftzuges entbehren. Es wird hierdurch die Ausstrahlung begünstigt und das Herbeiströmen wärmerer Luft verhindert. Ein Wind, auch wenn er kalt ist, wird seltener durch Frost gefährlich. Unterirdische Pflanzenteile erfrieren seltener als oberirdische, weil in der Erde die Temperatur weniger leicht so tief sinkt.

116. **Ausfrieren.** Auch auf indirektem Wege vermag der Frost Schaden zu bringen durch das sogenannte Ausfrieren junger Saatpflänzchen. Beim raschen Gefrieren der obersten Bodenschicht feuchter Böden erleidet diese eine Ausdehnung, hebt sich etwas empor und zieht die Pflänzchen mit in die Höhe. Beim nachfolgenden Auftauen fällt die Bodenoberfläche wieder zurück ohne die Pflänzchen wieder mitzunehmen, die oberen Würzelchen werden dadurch zum Teil entblösst, der Halt des Pflänzchens im Boden wird vermindert, und dieses der Gefahr des Vertrocknens ausgesetzt, zumal wenn sich der Vorgang wiederholt, wodurch die Saatpflänzchen zuweilen ganz aus dem Boden herausgezogen werden. Am leichtesten tritt das Ausfrieren auf feuchten Moorböden und in Mulden ein, weniger auf durchlässigen Böden und auf Hängen, die das Wasser weniger zurückhalten.

Licht; Lichtbedürfnis. Das Licht hat für die jungen, chlorophyllhaltigen Zellen der Gefässpflanzen im allgemeinen die Bedeutung, dass nur unter seinem Einfluss Assimilation, d. i. allgemein Verarbeitung der aufgenommenen Nährstoffe in organische Stoffe stattfindet, und zwar sind es die minder brechbaren (mittleren) Strahlenarten, die hier in erster Linie wirksam sind. Auch die normale Ausbildung des Chlorophylls erfordert Licht, desgleichen ist zur richtigen Anlage der Knospen eine angemessene Belichtung erforderlich. **117.**

Die Zuwachsbewegung der phototonischen[1]) Pflanzen wird durch Lichtzutritt verlangsamt, durch Lichtentziehung beschleunigt, vorausgesetzt, dass Temperatur, Feuchtigkeit und andere Faktoren unverändert bleiben. Geringe Temperaturschwankungen halten die Beschleunigung des Wachstums in der Nacht nicht auf, wohl aber starke nächtliche Abkühlung, und hierin liegt ein wesentlicher Faktor für die geringe Streckung der Internodien alpiner Pflanzen. Denn infolge der ansehnlichen nächtlichen Abkühlung fällt deren Längenwachstum wesentlich auf Tagesstunden, in denen die in den Höhen intensivere Insolation die Längsstreckung der Internodien reduziert, die ja durch Dunkelheit begünstigt wird. Dagegen ist dort die Umwandlung der Rohnahrung in organische Säfte, ätherische Öle etc. in der Regel eine vollkommenere, mit Ausnahme des Zuckergehaltes, der hauptsächlich von der Wärme abhängig erscheint.

Von Beziehungen des Lichtes zur Entwickelung der zusammengesetzten Organe der Pflanzen ist besonders anzuführen, dass im allgemeinen der Blüten- und Fruchtreichtum um so grösser und sicherer ist, je intensiver bei mindestens gleicher Wärmemenge die Belichtung ist, und dass die Vollkommenheit der Blüten und insbesondere der Früchte unter sonst gleich günstigen Verhältnissen mit der Dauer der Belichtung zunimmt. Ferner wird durch vollkommeneren Lichtzutritt die reichliche Knospenbildung bezw. die Kronenverzweigung und Reproduktion begünstigt. Unter zu dichtem Schirm der Oberbäume vermag sich das Unterholz auf die Dauer nicht gesund zu erhalten, um so weniger, je ärmer, flachgründiger und trockener der Boden, und je rauher das Klima ist.

Das **Lichtbedürfnis** unserer Holzarten ist verschieden. Als vorzugsweise lichtbedürftig gelten Kiefern, Lärchen, Birken, Eichen, Aspen; andere, wie Tannen, Fichten, Buchen, Linden vermögen stärkere und längere Beschattung zu ertragen. Die Heide findet sich an lichten Standorten, die Heidelbeere und viele andere Pflanzen vorzugsweise an schattigen Orten. Die meisten Gewächse allerdings kommen unter verschiedenen Abstufungen einer mittelmässigen Beleuchtung vor.

Neben der Wärme sind die Beleuchtungsverhältnisse der Standorte wesentlich mit bestimmend für die Verbreitung der Pflanzen über die Erde. Die meisten Pflanzen benötigen offenbar ausser bestimmten

---

[1]) d. h. der im wachstums- und reaktionsfähigen Zustande befindlichen Pflanzen.

Nahrungs-, Feuchtigkeits- und Wärmeverhältnissen auch einer besonders hinsichtlich ihrer Dauer bestimmten Lichtwirkung und kommen, wo diese fehlt, auch wenn alle anderen Bedingungen ihres Gedeihens vorhanden sind, nicht oder nicht normal und nachhaltig fort. Z. B. bedarf die Alpenrose zur Zeit, wo sie ihre Knospen sprengt, einer Tagesdauer von 14 Stunden, wenn sie nachhaltig vorkommen soll. Die Fichte verlangt zur Zeit des Beginns ihrer Blätterentwickelung ebenfalls eine 14stündige Tageshelle, die Zirbe eine solche von 16 Stunden, um sich vollkommen zu erhalten.

118. **Luftfeuchtigkeit; Nebel und Wolken.** Die enorme Bedeutung des Wassers für das Pflanzenleben ist bekannt. Das Wasser ist einerseits selbst ein Nährstoff, andererseits Vermittler der Zufuhr anderer Nährstoffe in die Pflanze und der Stoffbewegung innerhalb der Pflanze. Ausserdem hat es im Boden zahlreiche Funktionen zu erfüllen, welche in inniger Beziehung stehen zu dessen Befähigung als Pflanzenernährer. Genügt das der Pflanze zur Verfügung stehende Wasser nicht zum Ersatz der aus den Blättern transpirierten Mengen, so tritt das Welken, event. bei anhaltendem Mangel Vertrocknen ein. Bei völligem Fehlen des Wassers wird auch der sonst fruchtbarste Boden zur Wüste, es kann ohne Wasser keine Vegetation bestehen. Fehlt das Wasser nur in einem Teil des Jahres, so wechselt eine Periode der Dürre mit einer solchen des regen Pflanzenlebens. Wenn diese letztere zu kurz ist, um allen Gewächsen die Vollendung der Vegetationsperiode eines Jahres zu ermöglichen, so entsteht eine baumlose, nur in der feuchteren Zeit grüne Steppe.

Schon die Luftfeuchtigkeit als solche ist von Einfluss auf die Vegetation. Je grösser unter sonst gleichen Verhältnissen (der Temperatur, der Luftbewegung etc.) die absolute Feuchtigkeit ist, desto geringer ist der Wasserverbrauch der Gewächse infolge der verminderten Verdunstung aus den Blättern. Der Vorteil, welchen grosse Luftfeuchtigkeit den Pflanzen zu bieten vermag, liegt also darin, dass sie die letzteren in den Stand setzt, mit geringerer Bodenfeuchtigkeit auszukommen als bei trockenerer Luft unter sonst gleichen Umständen der Fall ist. In vielen Fällen macht aber die Luftfeuchtigkeit (auch bei genügendem Wassergehalt des Bodens) noch einen weiteren Einfluss geltend, welcher in folgendem Satz seinen Ausdruck findet. Wenn von zwei gleichen Pflanzen, die im Übrigen unter ganz gleichen Bedingungen wachsen, die eine durch grössere Luftfeuchtigkeit in ihrer Transpiration mehr gehemmt ist als die andere, so assimiliert (wächst) die erstere auch mehr als die zweite, so lange der Gehalt der Luft an Wasserdampf gegenüber den anderen Wachstumsbedingungen im Minimum steht (Tschaplowitz).

Nebel und **Wolken** beeinträchtigen die Licht- und Wärmewirkung der Sonne bei Tage innerhalb der Vegetationszeit, sind dagegen insofern

von günstigem Einfluss, als sie andererseits auch die nächtliche (und winterliche) Abkühlung hemmen und der Entstehung von Nachtfrösten entgegenwirken.

Tau; Reif; Rauhreif. Der **Tau** übt auf das Pflanzenwachstum einen vorteilhaften Einfluss aus und ist besonders in trockenen Zeiten von Wichtigkeit, da er Boden und Pflanzen befeuchtet und überdies relativ reich an solchen atmosphärischen Substanzen ist, welche für die Ernährung der Pflanzen von Bedeutung sind. **119.**

Der **Reif** an und für sich schadet den Gewächsen nicht, häufig aber die niedrige Temperatur, an welche seine Bildung geknüpft ist. Wenn man nach Reifnächten Pflanzen oder Teile derselben erfroren findet und daraufhin (wie vielfach geschieht) sagt, der Reif töte die zarteren Pflanzen und Pflanzenteile, so schreibt man hiermit dem Reif irrtümlich eine Wirkung zu, die nicht ihm, sondern der Kälte zukommt, welche das Erfrieren und die Reifbildung veranlasst hat.

Rauhfrost oder **Rauhreif** setzt sich oft so massenhaft an die Äste und Zweige an, dass diese unter der Überlast brechen, und empfindlicher Schaden in den Waldungen entsteht (Duftbruch oder auch Eisbruch, letzteres wenn der Anhang mehr eisartig ist).

Regen. Der Regen bildet nebst dem Schnee die Hauptquelle für die Feuchtigkeit des Bodens, aus welcher die Pflanzen schöpfen. Am vorteilhaftesten wirken sanfte Strichregen im Wechsel mit Sonnenschein, da sie Feuchtigkeit bringen, ohne damit die zerstörenden Eingriffe der Platzregen und Wolkenbrüche zu verbinden. Anhaltendes Regenwetter ohne genügende Wärme ist dem Wachstum wenig zuträglich und namentlich zur Zeit der Blüte und der Fruchtausbildung nachteilig. Die Befruchtung durch den Blütenstaub wird bei Nässe sehr beeinträchtigt wo nicht gar (durch Abwaschen des Pollens) verhindert. Heftige Platzregen können in mehrfacher Hinsicht Schaden bringen: durch Abbrechen zarterer Pflanzenteile, durch Wegschwemmen der Kulturen oder des fruchtbaren Erdreichs, oder andererseits durch Überdeckung fruchtbarer bebauter Fluren mit verschwemmten rohen mineralischen Massen u. a. m. **120.**

Schnee. Der Schnee äussert dadurch eine wohlthätige Wirkung auf die Vegetation, dass er eine die Wärme schlecht leitende Bodendecke bildet, vermöge welcher Eigenschaft er die Bodenwärme gleichsam konserviert, d. h. den Boden und die jungen Pflanzen darin vor starker Erkaltung schützt, obwohl der Schnee selbst an seiner Oberfläche durch Ausstrahlung stärker erkaltet, als die schneefreie Bodenoberfläche thun würde, und auch die Luft über dem Schnee eine niedrigere Temperatur annimmt, als beim Fehlen der Schneedecke der Fall wäre. Bei seinem **121.**

Schmelzen, wenn dieses nicht zu rasch erfolgt, und der darunterliegende Boden das Eindringen des Schmelzwassers gestattet (der gefrorene Boden lässt das Wasser nicht durch) verschafft er dem Boden einen nachhaltigen Vorrat an Feuchtigkeit.

Da zu seinem Schmelzen viel Wärme verbraucht wird (pro kg 80 Wärmeeinheiten, d. h. soviel Wärme als eine Erhöhung der Temperatur von 80 kg Wasser um 1^0 C erfordert), so wird durch Schneelager von erheblicher Ausdehnung und Mächtigkeit die Steigerung der Luft- und Bodenwärme im Frühjahr nicht unbedeutend verlangsamt. Dieser Umstand, der wesentlichen Anteil hat an der Verspätung des Frühlingseintritts im Gebirge und an den Winterseiten, ist jedoch oft insofern von günstigem Einfluss, als die Spätfröste den hierdurch in ihrer Entwickelung zurückgebliebenen Gewächsen weniger Schaden zufügen können als den vorgeschritteneren.

122. **Schneebruch und -Druck.** Massenhaft den Baumkronen aufgelagerter Schnee, besonders auf vorher entstandenem Rauhreif, der an sich schon eine Last repräsentiert und dem Haftenbleiben der darauffallenden Schneemassen Vorschub leistet, vermag auf mechanischem Wege zu schaden durch Bruch der übermässig belasteten Zweige und Äste (Schneebruch) oder auch durch Krummbiegen und Niederdrücken jüngerer Bäume (Schneedruck). Am häufigsten ist derartiges im Gebirge auf den Ostseiten unmittelbar unter dem Gebirgskamm, wo die durch den Kamm gemässigte Kraft des Windes einem reichlicheren Niederfallen und Ansammeln von Schnee günstig ist. Die Fichte leidet hierunter im allgemeinen mehr als die Kiefer, welche letztere zwar weniger widerstandsfähig (brüchiger), aber in der sogenannten Bruchregion seltener ist, dagegen mehr als die Lärche, die vermöge ihrer Zähigkeit zwar krumm gebogen aber nicht leicht gebrochen wird. Auch hochgelegene ältere Buchenwaldungen haben öfters Astbruch, obwohl die Buche im allgemeinen widerstandsfähiger ist.

Mechanisch schädlich (Niederdrücken und Brechen junger Anwüchse) kann der Schnee auch werden durch die sogenannten S c h n e e w e h e n, als welche man die durch den Wind an hierzu geeigneten Stellen zusammengetriebenen mächtigen Schneehaufen oder -Kämme bezeichnet, sowie durch Schneestürze (Lawinen).

123. **Hagel.** Der Hagel weist ungemein heftige, nachteilige Wirkungen auf, indem er mechanisch, vermöge der Wucht (lebendigen Kraft) seiner Körner beim Niederfallen, namentlich unter den davon betroffenen landwirtschaftlichen Kulturen, die oft gänzlich vernichtet werden, aber auch unter den jungen Holzwüchsen nicht selten grosse Verheerungen anrichtet, umsomehr, je grösser die einzelnen Hagelkörner sind, und je dichter und anhaltender dieselben fallen.

Wind. Die Winde leisten der Vegetation mehrfache wesentliche Dienste. Mehrere wichtige Nährstoffe erhalten die Pflanzen aus der Luft, teils direkt, teils durch Vermittelung des Bodens. Indem die Winde für Erneuerung der Luft in der Umgebung der an die Scholle gefesselten Pflanze sorgen, überhaupt örtliche Unterschiede im Mischungsverhältnis und in der Beschaffenheit der Luft auszugleichen streben, führen sie der Pflanze auch neue Mengen jener Nährstoffe zu. Mangel an Luftzug ist deshalb und besonders weil er die Frostgefahr erhöht (§ 115) den Pflanzen nachteilig. Der Luftzug fördert ausserdem die Befruchtung, indem er den Pollen auf die Narbe der weiblichen Blüten schaffen hilft; denn nicht nur bei monöcischen und diöcischen Pflanzen sondern auch häufig bei Zwitterblüten findet eine gegenseitige Befruchtung verschiedener Blüten derselben Art statt, woraus bei letzteren besonders kräftige Samen hervorgehen sollen. Auch zur Verbreitung der Samen, welche entsprechend leicht oder durch Anhängsel zum Verwehen geeignet sind, trägt der Wind bei. **124.**

Nachteilige Wirkungen starker Winde. Andererseits vermögen auch schon mässige Winde nachteilige Wirkungen hervorzubringen. Sie können je nach ihrer Beschaffenheit durch Kälte hemmend eingreifen wo nicht direkt schaden, oder durch Austrocknen des Bodens und des Laubes und durch Verwehen des letzteren die normale Zersetzung desselben beeinträchtigen u. a. m. Besonders schädlich aber wirken heftige Winde durch Bruch der Äste und Stämme (Windbruch) und Umreissen ganzer Pflanzen. Daher können hochstämmige Gewächse an Orten, welche häufig Stürme haben und diesem schutzlos preisgegeben sind, nicht gedeihen. Stürme treten bei uns vorzugsweise im Winterhalbjahr auf und äussern ihre nachteiligen Wirkungen namentlich an Hervorragungen, frei gelegenen Bergkanten u. s. w., auch an flachgründigen exponierten Hängen mit durch Regen aufgeweichtem Boden. Am meisten sind der Gefahr des Windbruchs die Fichten ausgesetzt wegen ihrer flachen Bewurzelung, ihres Vorkommens in höheren Lagen, ihrer dichten Kronen und Langschäftigkeit. Geringer ist die Gefahr für die Kiefer und besonders für die Tanne und Buche, weshalb Fichtenbestände, die mit den letzteren Holzarten gemischt sind, durch diese einen gewissen Schutz geniessen. In Laubwäldern ist verheerender Windbruch selten. **125.**

Wo starke Winde häufig aus einer Richtung wehen, sind gewöhnlich die Äste und Zweige der entgegengesetzten Seite zugewandt. Die Jahrringe pflegen, wo die an Häufigkeit vorherrschenden Winde heftig und zugleich relativ kalt sind, auf der Windseite schmäler, weniger ausgebildet zu sein, als auf der entgegengesetzten Seite. Wo die vorherrschende Windrichtung zugleich die Richtung der feuchteren Winde ist, macht sich die Windseite häufig durch eine Bedeckung der Rinde der Bäume mit Moosen und Flechten kenntlich.

126. **Unterschiede in der Wirkung der Winde verschiedener Richtung.** In hervorragendster Weise werden die angeführten Nachteile in unseren Gegenden durch die Winde aus Südwest bis West veranlasst, welches die häufigsten wie auch die heftigsten Winde in Deutschland sind, und welche mehr als alle übrigen Schnee- und Windbruch verursachen, während die Ost- und Nordostwinde, die mit Ausnahme des Sommers und meist auch des Frühherbstes bei uns kalt und stets trocken sind, zwar durch ihre Kälte und Trockenheit der Entstehung von Nachtfrösten Vorschub leisten, die Frühjahrsentwickelung aufhalten, im Sommer oft (besonders auf den stark erwärmten Südseiten) nachteilig austrocknend wirken, zuweilen auch Waldbruch verursachen, im Ganzen aber den Wäldern weit weniger Schaden bringen als jene südwestlichen Winde. Seltener wird der kalte, weniger häufige Nordwind gefährlich, und der milde, ebenfalls seltenere Südwind ist der Vegetation günstig, soweit nicht etwa der Umstand, dass unter seinem Einfluss die Vegetation frühzeitig hervorgelockt wird, indirekt zum Nachteil ausschlägt, indem dann die Pflanzen bei einem nachfolgenden Kälterückfall leichter erfrieren.

II. Klima.

127. **Begriff des solaren und des physischen Klimas.** Das Klima ist der Ausdruck der Witterungseigentümlichkeiten eines grösseren oder kleineren Stückes der Erdoberfläche.

Wäre die Erde eine trockene Kugel mit glatter Oberfläche und trockener Atmosphäre, so würde nur der Stand der Sonne resp. die geographische Breite für die klimatischen Erscheinungen massgebend sein, und diese müssten ausserordentlich einfach und regelmässig eintreten; es liesse sich leicht berechnen, welche Wärmemengen ein jeder Punkt der Erdoberfläche an jedem einzelnen Tag im Jahr von der Sonne empfangen müsste, und Alles was ein beliebiger Tag gebracht hätte, würde am gleichnamigen Tage aller Jahre genau sich wiederholen. Dieser ideale klimatische Zustand wird das solare oder das mathematische Klima genannt. Von dieser Regelmässigkeit ist aber das wirkliche Klima mehr oder weniger weit entfernt, weil die gemachte Voraussetzung nicht zutrifft; die Erdoberfläche ist nicht trocken, sondern besteht aus Wasser und Land; sie ist nicht glatt, sondern trägt grössere und geringere Unebenheiten und verschiedene Bedeckung; die Atmosphäre ist nicht trocken sondern enthält Wasserdampf. Ferner sind warme und kalte Meeresströmungen vorhanden u. a. m. Durch Alles dieses werden Wirkungen hervorgebracht, welche die Regelmässigkeit des mathematischen Klimas stören. Das aus dem letzteren unter dem Einfluss der vorhandenen modifizierenden Momente hervorgehende wirkliche Klima eines Stückes Erdoberfläche nennt man das physische Klima.

Klimate. Da nicht nur jeder Kontinent im Vergleich zum Meer, jeder Erdstrich (und jeder grössere natürlich begrenzte Abschnitt) im Vergleich zu anderen klimatische Besonderheiten aufweist, sondern auch noch innerhalb enger Grenzen klimatische Unterschiede hervortreten, die wenn auch an sich vielleicht gering, doch für die Pflanzenproduktion von Bedeutung sind, so lässt sich ebensowohl von Land- und Seeklima, Breitenklima, Höhenklima sprechen, wie von Gipfel-, Plateau-, Thalklima, Wald- und Freilandsklima, oder von einem Klima des Thüringer Waldes, der norddeutschen Tiefebene u. s. w. 128.

III. Klimatische Modifikatoren und ihre Wirkungen.

Klimatische Modifikatoren. Da ein Ort durchschnittlich um so schräger von den Sonnenstrahlen getroffen wird, je weiter er vom Äquator entfernt liegt, und die wärmende Kraft der Strahlen um so geringer wird, unter je kleinerem Winkel sie den Boden treffen, so muss mit wachsender geographischer Breite die Temperatur, dieser oberste klimatische Faktor, im allgemeinen abnehmen. Dies ist im Ganzen auch der Fall, wie schon aus der Betrachtung der Isothermenkarten hervorgeht. Wir finden z. B. in Innerafrika eine mittlere Jahrestemperatur von über 30°; nach Norden zu nimmt dieselbe derart ab, dass sie an der afrikanischen Mittelmeerküste noch etwa 20°, in Wien und London noch (rund) 10°, in Haparanda 0° beträgt. 129.

Die Abnahme der Mitteltemperaturen vom Äquator gegen die Pole ist aber durchaus keine regelmässige, ebenso wenig auch die Änderung der Temperaturamplituden und diejenige anderer klimatischer Elemente.

Die Ursache liegt in den Einflüssen der bereits erwähnten klimatischen Modifikatoren. In erster Linie sind als solche wirksam: die ungleiche Verteilung von Wasser und Land über die Erdoberfläche, die Grösse und Gestalt der Kontinente und die Küstenentwickelung, die Nachbarschaft kalter oder warmer Meeresströmungen, die vorherrschenden Winde, ferner die Lage, Höhe und Richtung der Gebirgszüge; in engeren und engsten Kreisen sind noch von Bedeutung: die Bodengestaltung, die Bodenbedeckung, die Lage und Exposition.

Festland und Meer. Von dem Einfluss, welcher durch den thermischen Gegensatz zwischen Wasser und Land hervorgebracht wird, und worauf derselbe beruht, war bereits im I. Teil die Rede. Es ist die geringere Absorption der Sonnenwärme durch die Wasseroberfläche, die Verwendung eines Teils der vom Wasser absorbierten Wärme zur Verdunstung, und die grosse spezifische Wärme des Wassers, wodurch be- 130.

wirkt wird, dass das Meer sich unter dem Einfluss der Bestrahlung weniger erwärmt, und dass es umgekehrt, zur Zeit wo die Insolation sistiert ist, auch langsamer erkaltet als das Festland. Dies sind die Hauptursachen des Unterschiedes zwischen Land- und Seeklima (s. dieses). Deshalb sind gleiche Breiten in der warmen Tages- und Jahreszeit über dem Meere kälter als über dem Festland, in der kalten Zeit dagegen wärmer. (Vergl. §. 18 sowie die Isothermenkarten vom Januar und Juli). Auch die Jahresmittel sind über den grossen Kontinenten unserer Halkugel in mittleren und höheren Breiten niedriger als über den Meeren.

Da die nördliche Halbkugel das meiste Land umfasst, macht sich auch ein klimatischer Unterschied zwischen beiden Erdhälften geltend. Die südliche Halbkugel mit ihrer sehr überwiegenden Wasserbedeckung ist bis etwa zum 40.° Br. kälter, in höheren Breiten aber wärmer als die nördliche Halbkugel unter entsprechenden Breiten. Dies erklärt sich nach dem Früheren leicht. In niedrigen Breiten muss die Jahreswärme da am grössten sein, wo die das ganze Jahr hindurch fast gleichbleibende Sonnenstrahlung die kräftigste Erwärmung hervorzubringen vermag, nämlich auf dem Festland, grösser demnach auf der festlandreicheren nördlichen als auf der festlandarmen südlichen Halbkugel. In höheren Breiten dagegen, wo die Summe der jährlichen Sonnenstrahlung immer geringer wird und sich sehr ungleich auf das Jahr verteilt, während die Ausstrahlung immer einseitiger zur Geltung kommt, muss das Jahresmittel da am niedrigsten ausfallen, wo die Erkaltung am raschesten erfolgt, und dies ist der Fall auf der Landhemisphäre. Die mittlere Temperatur der nördlichen Halbkugel im Ganzen ist jedoch derjenigen der südlichen gleich und beträgt 15,3°.

131. **Einfluss der Grösse und Gestalt der Kontinente.** Was den Einfluss der Grösse und Gestalt der Kontinente betrifft, so ist leicht einzusehen, dass sich die grösseren Temperaturextreme der Festländer wie überhaupt die Eigentümlichkeiten des kontinentalen Klimas um so stärker ausgeprägt zeigen müssen, je entfernter die Küste liegt, d. h. je grösser der Kontinent ist, und dass dieselben umgekehrt umsomehr verschwinden werden, je geringer die Ausdehnung des festen Landes im Verhältnis zur umgebenden Meeresfläche ist. Desgleichen wird eine schmale und sehr langgestreckte Halbinsel eines Kontinents fast unverändertes Seeklima haben, und ebenso einleuchtend ist es, dass der Einfluss des Wasserklimas sich um so weiter landeinwärts erstrecken muss, je zerrissener und buchtenreicher die Küste ist.

132. **Einfluss der Meeresströmungen.** Der Einfluss der Meeresströmungen beruht darin, dass diese vermöge ihrer höheren oder niedrigeren

Temperatur die Wärmeverhältnisse der Küsten, in deren Nähe sie gelangen, entsprechend modifizieren und deren Temperatur, je nachdem es warme oder kalte Strömungen sind, erhöhen oder erniedrigen, teils direkt, teils durch Vermittelung der Winde, indem diese bei längerer Berührung mit den warmen oder kalten Wassermassen gleichfalls wärmer oder kälter werden. Für Europa besonders wichtig ist die gewöhnlich Golfstrom genannte warme Meeresströmung (§ 71), die als Fortsetzung eines Teils der grossen Äquatorialströmung erscheinende „nordatlandische Trift“, deren warmes Wasser sich unter dem Einfluss der vorherrschenden Südwestwinde in den nordwest-europäischen Gewässern verbreitet. Deshalb ist das nördliche Europa durch ein eisfreies Meer von dem Gürtel des Polareises getrennt; zugleich sind die West- und Südwestwinde infolge jener Strömung lange mit einem Meerwasser in Berührung, dessen Temperatur auch im Winter verhältnismässig hoch bleibt. Hierin liegt wesentlich die Ursache des auffallend milden Klimas unseres Weltteils, besonders des Klimas von Nordwest-Europa und die Erklärung für das hohe nördliche Ansteigen der Jahres- und noch mehr der Januar-Isothermen über jenen Gegenden, während sich gegen das innere des europäisch-asiatischen Kontinentes die Januar-Isothermen — die zunehmende kontinentale Winterkälte anzeigend — weit nach Süden herabsenken.

Einfluss der vorherrschenden Winde. Dass auch die vor- **133.**
herrschenden Winde klimatisch von nicht geringer Bedeutung sein können, insofern als sie ihre Eigenschaften mehr oder minder vollständig oder abgeschwächt in die von ihnen bestrichenen Gegenden mitbringen, geht schon aus dem vorstehenden, wie auch aus dem früheren hervor. So sind z. B. die Westküsten der grossen Kontinente der nördlichen Halbkugel in höheren Breiten wärmer als die Ostküsten, was sich bei Betrachtung der Jahresisothermen deutlich ergiebt. Dies hat seine Ursache teils in den Meeresströmungen: die Westküsten werden von warmen, die Ostküsten von kalten Meeresströmen bespült, — teils und wesentlich in den Luftströmungen. An den Ostküsten herrschen im Winter trockene, kalte Landwinde, die aus den kältesten Teilen des Kontinentes kommen, und es erstreckt sich das Kontinentalklima bis zur Küste und selbst noch auf die benachbarten Inseln (Japan). Im Sommer hingegen herrschen feuchte Seewinde, die vom Meere gegen das stark erwärmte Festland wehen und ebenfalls relativ kühl sind. Demnach erleiden diese Ostküsten im Sommer- wie im Winterhalbjahr eine Kühlung durch die Winde, und deshalb muss hre Mitteltemperatur sich wesentlich tiefer stellen als an den Westküsten, woselbst nicht nur die (dort warmen) Meeresströmungen temperaturerhöhend wirken, sondern auch eine Tendenz zu südlichen und Seewinden vorwaltet. So überwiegt in Europa im Winter der wärmste Wind, SW, in Ostasien der dort kälteste, NW. Im Sommer zwar werden die vorherrschenden Winde

in West-Europa mehr westlich und nordwestlich, und diese Winde wirken kühlend, aber die Südwestwinde des Winters erwärmen, und so stellt sich hier die Mitteltemperatur bedeutend höher als in Ostasien unter gleichen Breiten.

134. **Verschiedene Wirkungsweise der Gebirge; Gebirgszüge als Schutz gegen Winde.** Gebirgszüge vermögen in mehrfacher Weise auf das Klima benachbarter Gebiete einzuwirken, einmal als Schutz gegen Winde, ferner als Modifikatoren der Winde, sowie endlich als Erzeuger von Luftströmungen.

Eine Gebirgskette in aussertropischen Breiten, die annähernd von West nach Ost streicht, bildet für ihre Südhänge und die dort angrenzenden Gegenden einen Schutz gegen kalte, polare Winde, somit eine bedeutungsvolle klimatische Schranke. In solcher Weise wirkt z. B. die Alpenkette, daher gelangt man beim Überschreiten der Alpen von Nord nach Süd direkt vom mittel-europäischen in das mit diesem so scharf kontrastierende italienische Klima. Am meisten kommt jener Schutz den südlichen Alpentälern selbst zu gute, während die oberitalienische Ebene wiederum exponierter und kälter ist.

Andererseits wird nicht selten durch Gebirgszüge, sofern sie allgemeine Luftströmungen aufhalten, der Entstehung von Kältecentren Vorschub geleistet, was gleichfalls zur Schaffung oder Verschärfung klimatischer Gegensätze beitragen kann. Trennt beispielsweise ein Gebirgszug das innere eines Kontinentes von der Küste, so kann im Winter die im Binnenland erkaltete Luft nicht nach der wärmeren Küste hin abfliessen, um von dort und vom Meere her durch wärmere, in der Höhe herbeiströmende Luft ersetzt zu werden, sie muss stagnieren, und dies bedingt stets eine Steigerung der Winterkälte, besonders bei Schneebedeckung und umsomehr, je höher die geogr. Breite ist. Z. B. ist der ungeheure Gebirgswall des Himalaya, der einen freien Luftaustausch zwischen Innerasien und Nordindien ausschliesst, eine Hauptursache der enormen Unterschiede in den Wintertemperaturen dieser beiden Gebiete. Im Sommer dagegen verhindert in solchem Falle die Gebirgskette ein Herbeiströmen kühlerer und feuchterer Seeluft nach dem Binnenland und erhöht hierdurch dessen Sommerhitze. Auch dies verschärft die Gegensätze zwischen diesseits und jenseits des Gebirges, das Klima des binnenländischen Gebietes wird excessiver als es ohne das Vorhandensein des Gebirges sein würde.

135. **Gebirgszüge als Modifikatoren allgemeiner Winde.** Nicht jedes Gebirge ist nach Lage, Richtung, Erstreckung, Höhe etc. von der Art, dass es jene direkte Wirkung (Abhaltung ausgleichender Luftströmungen) in hervorragendem Masse ausüben könnte. Je grösser der jeweilige Luftdruckunterschied zweier Gebiete ist, desto leichter wird eine Luftbewegung

über einen etwa quer im Wege stehenden Gebirgszug hinweg zu Stande kommen, um so eher auch, je niedriger dieser ist.

Die Luft muss in solchem Falle vor dem Gebirge, an dessen Luvgehänge emporsteigen, um sich jenseits, nach Überschreitung der Kamm- oder Passhöhe in mehr oder weniger schräger Richtung wieder abwärts zu bewegen und weiterhin dem Orte des niedrigsten Luftdrucks zuzuströmen.

Da der Luftdruck nach oben hin abnimmt, gelangt jene an und über dem Luvgehänge emporklimmende Luft unter fortwährend abnehmenden Druck, sie dehnt sich deshalb aus und wird kälter; wenn sie dagegen jenseits sich wieder abwärts bewegt, wird sie erwärmt, weil sie dabei unter stärkeren Druck gelangt.

Die Änderungen, welche eine Luftströmung auf einem solchen Wege diesseits und jenseits erleidet, können jede für sich sehr bedeutend sein, nicht nur hinsichtlich der Temperatur, sondern auch betreffs der Feuchtigkeitsverhältnisse. Es fragt sich nun, welches schliessliche Resultat hieraus für das Land im Lee hervorgeht, ob letzteres infolge der Anwesenheit des Gebirges aus jener Richtung die Winde wärmer oder kälter, feuchter oder trockener empfängt als diese auf der Luvseite waren und ohne die Gegenwart des Gebirges auch hier sein würden, ob mehr Niederschlag fällt oder weniger u. s. w. Dies hängt zunächst und wesentlich davon ab, welchen Charakter die Winde auf der Luvseite des Gebirges haben.

Abänderung feuchter Winde durch Gebirge. Feuchte Winde, d. h. solche mit grosser relativer Feuchtigkeit, welche deshalb nur einer geringen Temperaturerniedrigung bedürfen, um dampfgesättigt zu sein, werden durch die mit dem Aufsteigen am Gebirge verbundene Abkühlung zu reichlicher Wolkenbildung veranlasst und geben leicht, d. h. bei einigermassen grossem Dampfgehalt oder beträchtlicher Steighöhe, auf der Luvseite des Gebirges ausgiebige Niederschläge. Über dem Kamm langt hiernach die Luft absolut dampfärmer (und kälter) an, als sie bei Beginn des Aufsteigens war. Da sie beim Herabgehen auf der Leeseite erwärmt wird, ohne zugleich entsprechend Wasserdampf aufnehmen zu können, wird sie im Lee absolut und relativ trockener ankommen als sie im Luv des Gebirges war. Daher pflegen die im Lee der feuchten Winde liegenden Gegenden weniger Niederschläge zu empfangen und weniger Bewölkung zu haben, als die auf der anderen Seite, und man bezeichnet solche Striche, welche wegen der Nähe eines die feuchten Winde abhaltenden Gebirges weniger Niederschläge haben, als „im Regenschatten“ des Gebirges liegend. 136.

Meistens wird ein ursprünglich feuchter Wind bei seiner Ankunft im Lee des Gebirges auch wärmer sein als er jenseits war, obwohl mehrere Momente, von denen noch die Rede sein wird, in entgegen-

gesetztem Sinne einen Einfluss geltend machen können. Wäre der Wind vor dem Ansteigen ganz trocken, und die diesseitige Steighöhe gleich der jenseitigen Senkhöhe, und angenommen, das Gebirge selbst übe — ausser derjenigen, dass es die Luftmassen zum Aufsteigen zwingt — keinerlei Wirkung aus, so würde die übergehende Luft beim Aufsteigen diesseits soviel Wärme verlieren, als sie jenseits beim Absteigen gewänne. In diesem Falle würden also die Einzelwirkungen kompensiert, die Gesamtwirkung wäre gleich Null. Ist der Wind aber feucht bis nahe zur Sättigung, im übrigen alles so wie eben angenommen, so ändert sich die Sache wesentlich, denn es wird beim Aufsteigen Kondensation und Niederschlag eintreten. Die hierbei freiwerdende Kondensationswärme wird den Betrag der mit dem Aufsteigen verbundenen Temperaturerniedrigung verringern, die Erwärmung beim jenseitigen Herabsinken der Luft wird aber dieselbe sein wie im vorigen Fall; folglich langt diesmal der Wind im Lee wärmer an als er im Luv war, und zwar ist dieser von der Kondensationswärme herrührende Temperaturüberschuss um so grösser, je mehr Wasserdampf in Form von Niederschlägen abgesetzt worden ist, d. h. je grösser die relative Feuchtigkeit und die Wärme der aufsteigenden Luft, und je höher diese zu steigen (und zu fallen) genötigt war. Das grossartigste Beispiel hierfür und für die damit zusammenhängende Austrocknung des Windes liefert der Föhn (§ 89).

137. **Abänderung trockener Winde durch Gebirge.** Einer auf die eben beschriebene Weise zu Stande kommenden Abänderung wird eine Luftströmung um so weniger fähig sein, je weiter bei gleicher Anfangstemperatur die Luft vor dem Aufsteigen vom Sättigungszustand entfernt ist (denn desto höher müsste sie steigen, um Niederschläge liefern zu können), und je kälter die Luft bei gleicher relativer Feuchtigkeit ist, denn desto weniger Niederschlag wird bei gleicher Steighöhe ausgeschieden, weil überhaupt weniger Dampf vorhanden ist.

Hat beim Aufsteigen und in der Höhe kein Niederschlag stattgefunden, so compensieren sich die durch das Steigen und das (gleichhohe) Sinken hervorgerufenen, entgegengesetzten Änderungen; indess können in solchen Fällen, also bei trockenen Winden, anderweitige Einflüsse, die sonst gegen die besprochenen zurücktreten, einige Bedeutung erlangen.

Ein trockener Wind kann z. B. beim Aufsteigen durch Berührung mit feuchten Hochthälern, Wäldern u. s. w. Dampf aufnehmen. Erfolgt eine Dampfaufnahme in der Weise, dass sich die aufsteigende mit dampfreicherer und gleichtemperierter Luft mischt, ohne also durch die Dampfbereicherung einen Wärmeverlust zu erleiden, so würde in dem Fall, dass dieser Dampf in grösserer Höhe als Niederschlag wieder zur Ausscheidung gelangte, Wärme für das Lee-Gelände gewonnen, d. h.

infolge der Kondensationswärme müsste die Luft — gleiche Steig- und Senkhöhe und Abwesenheit anderweitiger die Temperatur oder Feuchtigkeit beeinflussender Momente vorausgesetzt — im Leegelände thatsächlich wärmer ankommen als sie im Luv war, daher wäre ihre relative Feuchtigkeit etwas geringer, ihre absolute aber unverändert. — Kommt hingegen der aufgenommene Dampf in der Höhe nicht zur Ausscheidung, so muss — unter übrigens denselben Bedingungen wie vorhin angegeben — die Luft im Lee dampfreicher aber mit derselben Temperatur anlangen, die sie im Luv vor dem Aufsteigen hatte, und das Gleiche ist auch der Fall, wenn erst auf dem Abstieg Dampf aufgenommen wird.

Ferner kann der am Luvgehänge emporklimmende Wind durch Berührung mit kalten Felswänden, Schneefeldern etc. Wärme verlieren, also kälter werden als durch die Steigung allein bedingt ist. Wird infolge dieser Mehrabkühlung eine entsprechende Dampfmenge als Niederschlag, der sonst unterblieben wäre, ausgeschieden, so wird hierdurch wieder Wärme zurückgewonnen, und die Luft unten im Lee nicht wesentlich kälter oder wärmer aber absolut und relativ noch etwas trockener ankommen als sie jenseits vor dem Steigen war; etwas kälter dagegen (und relativ feuchter) wird sie daselbst eintreffen, wenn keine Kondensation eingetreten ist. Das letztere ist natürlich auch der Fall, wenn das Leegehänge abkühlend auf die darüber passierende Luft einwirkt, während eine durch Berührung mit einem wärmeren Gehänge — sei es diesseits oder jenseits — hervorgebrachte Erwärmung der Luft dahin wirken wird, die Luft im Lee wärmer ankommen zu lassen als sie im Luv war. Bei feuchten Winden, welche beim Ansteigen bedeutende Niederschläge geben, treten alle diese Einflüsse sehr zurück.

Aus diesen Betrachtungen ergiebt sich, dass die möglichen Modifikationen trockener Winde durch Gebirge sehr vielgestaltig sind. Die verschiedenen in Betracht kommenden Einflüsse, herrührend von den Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnissen der Gehänge und Gipfel, vermögen in die mannigfaltigsten Komplikationen zu treten und je nach dem Hinzukommen oder Vorwalten des einen oder des anderen derselben zu bewirken, dass ein ursprünglich trockener Wind durch Überschreiten eines Gebirges an Wärme oder an Feuchtigkeit bald gewinnt, bald verliert oder auch in Summa nicht verändert wird. Am ehesten werden trockenwarme Winde etwas dampfreicher und kühler werden. Aber die Änderungen sind im allgemeinen gering und wesentlich geringer als die der ursprünglich feuchten Winde.

Aus Gebirgshöhen herabgesogene Luft. In allen den betrachteten **138.**
Fällen wurde davon ausgegangen, dass eine Luftströmung sich horizontal über die (ebene) Erdoberfläche fortbewegt habe, ehe sie über ein im Wege stehendes Gebirge aufgestiegen sei, um dann jenseits wieder bis zu dem

früheren Niveau herabzugehen und der Anziehung von Seiten einer unweit befindlichen barometrischen Depression zu folgen. Häufig hat aber die von der letzteren ausgehende Ansaugung, zunächst wenigstens, den Erfolg, dass die Luft aus den zugekehrten Hochthälern und den Höhen über dem Gebirge gegen die Niederung herabgezogen wird. Dabei wird die Luft für je 100 m Senkung um rund 1° erwärmt. War nun vor Beginn der Bewegung die Temperaturabnahme von unten nach oben geringer als diesem Verhältnis entspricht, was in der Regel und namentlich im Winter der Fall, war die Luft beispielsweise in 2000 m Höhe über der Ebene (wenn dies die Höhe ist, aus welcher die Luft herabkommen soll) nicht 20° sondern vielleicht nur 10° kälter als die Luft unmittelbar über der Ebene, so wird die herabgezogene Luft um 10° wärmer sein als die, welche vorher unmittelbar über der Ebene lag; durch diese Erwärmung wird jene relativ trockener, und da die Luft der Höhen absolut dampfärmer ist als die in den unteren Schichten, so erhält durch dieses Herabsaugen die Ebene wärmere und absolut wie relativ trockenere Luft zugeführt. Daher wird, auch wenn über dem kälteren Hinterlande eines als klimatische Schranke funktionierenden Gebirgszuges die Luft über diesen hinweg nach dem wärmeren Vorlande abfliesst, diese Schranke nicht unwirksam für das Vorland, denn dieses empfängt jene Luft viel wärmer als dieselbe in der Höhe über dem Hinterlande war, und — solange über diesem die vertikale Temperaturabnahme geringer ist als 1° pro 100 m, was wie gesagt Regel ist, — auch wärmer als diejenige Luft ist, welche unten über dem kalten Hinterlande lagert. Der Effekt dieses Abfliessens von Luft aus der Höhe ist also für das Vorland derselbe als wenn eine ursprünglich feuchte Luftströmung jenseits aufgestiegen und diesseits im Vorland wieder herabgegangen wäre.

139. **Durch das Gebirge hervorgerufene Winde (Gebirgswinde).** Es giebt auch Winde, die durch Gebirge selbst veranlasst werden zu Zeiten wo die Luft nicht durch allgemeinere und stärkere Strömungen bewegt ist. Man nennt dieselben Gebirgswinde. Diese Winde pflegen ähnlich wie die Land- und Seewinde innerhalb 24 Stunden zweimal ihre Richtung umzukehren, derart, dass bei Tage eine Luftbewegung thalaufwärts (Tagwind), bei Nacht eine solche abwärts (Nachtwind) sich einstellt. Die Regelmässigkeit und Stärke dieser Winde hängt von der Terrainausformung und von den Erwärmungsverhältnissen ab; in manchen Gegenden sind dieselben so ausgesprochen, dass man ihnen eigene Namen gegeben hat, und dass das Ausbleiben des täglichen Windwechsels als Vorzeichen eines Witterungsumschlages angesehen wird, weil es anzeigt, dass die lokale Luftströmung durch eine allgemeine und für das Gebirge meist Wolken und Regen bedingende Luftströmung verdrängt ist.

Der am Bergabhang sowie in den Thälern, deren Sohle folgend, *emporsteigen*de Tagwind erklärt sich folgendermassen. Wird morgens

durch die Sonne die Luft über dem Hang und im Thale erwärmt, so dehnt sich diese von unten her aus, in jeder Horizontalschicht über dem Hang wird der Druck grösser als er vorher war, weil ein Teil der vorher unterhalb liegenden Luftmasse über das betreffende Niveau hinaus gehoben wird. Diese Druckvermehrung nimmt in jedem Niveau mit der Entfernung vom Berghang zu, denn desto höher ist die unterhalb befindliche vertikale Luftsäule, desto grösser deren Ausdehnung, und desto mehr Luft wird über das betreffende Niveau gehoben. An dem Berghang selbst ändert sich in derselben Horizontalebene der Luftdruck nicht, denn dort hat sie keine Luftsäule unter sich. So erhält die Luft in jedem Niveau ein Gefälle gegen das Gebirge hin und damit die Tendenz, dorthin abzufliessen. Wenn nun zugleich der Berghang selbst von der Sonne erwärmt wird, so ist die Luft an demselben wärmer als die der freien Atmosphäre in derselben Höhe (entfernter vom Hang) und strebt deshalb emporzusteigen; dies geschieht aber nicht in vertikaler Richtung, sondern der Steigung des Berghanges oder der Thalsohle folgend, weil sich die vertikale mit der horizontalen, von aussen her gegen das Gebirge gerichteten Bewegung kombiniert.

Nachts kehrt sich das Verhältnis um. Nach Sonnenuntergang erkaltet der Erdboden und die Luft über demselben infolge der Ausstrahlung, die Luft zieht sich zusammen, in jedem Niveau wird der Druck geringer als er tagsüber war, und in jedem Niveau nimmt der Druck mit der Entfernung vom Hang ab. So erhält die Luft in jedem Niveau ein Gefälle vom Abhang gegen das Freie hinaus, somit eine Tendenz zur Bewegung in diesem Sinne; dazu kommt, dass bei Nacht der Hang und durch ihn die Luft, die ihn unmittelbar umgiebt, stärker erkaltet als die Luft im Freien draussen, welche von ihrer kühlenden Bodenunterlage weiter entfernt ist. Deshalb wird die Luft an den Hängen selbst schwerer als die entferntere im gleichen Niveau, und fliesst längs der Bergabhänge ins Thal hinab und das Thal entlang (Nachtwind).

Die Nachtwinde sind ihrer Entstehung nach vergleichsweise kalt, die Tagwinde warm. Der Tagwind führt den Wasserdampf der tieferen Regionen in die Höhe, daher wächst oben am Nachmittag die relative Feuchtigkeit, während sie in den umliegenden Niederungen abnimmt. Deshalb zeigt sich in den Gebirgen eine Tendenz zu Nachmittagsregen und im Sommer zu Nachmittagsgewittern. Im Gegensatz hierzu führt der Nachtwind die Feuchtigkeit nach der Tiefe herab, die Wolken verschwinden, und auf den Höhen wird die Luft trocken.

Es giebt aber wichtige Ausnahmen von der Regel, dass bei Tag und dem Fehlen allgemeiner Strömungen die Luftbewegung am Gebirge aufwärts erfolgt. Sind die Bergabhänge und Gipfel sehr kalt, die Hochthäler eng und beschattet, während unten im weiten Thal und in der Niederung kräftige Erwärmung durch die Sonne stattfindet, so wird zwar

das vorhin (unter „Tagwind") erwähnte Bestreben der Luft, horizontal gegen das Gebirge zu fliessen, fortbestehen, aber jene Aufwärtsbewegung längs des Hanges, welche eine entsprechende Erwärmung auch des Hanges selbst zur Vorbedingung hat, wird unterdrückt und überwogen durch die der kalten und relativ schweren Luft der Gipfel und Hänge inwohnende Tendenz, an den Hängen herabzufliessen. Wenn daher die bezüglichen Unterschiede der Temperatur und Dichtigkeit gross genug sind, so brechen kalte Gebirgswinde über die benachbarte Ebene herein, was thatsächlich in der Nachbarschaft von Gebirgen häufig zu beobachten ist.

140. **Zusammenfassung.** Die klimatische Wirkung, welche das Gebirge vermöge der von ihm ausgehenden Winde auf das Vorland ausübt, besteht demnach darin, dass das letztere häufigere und rasche Witterungswechsel erhält, und zwar vorzugsweise in der Zeit von Wintersende bis zum Spätherbst. Hinsichtlich der Wirkung, welche ein Gebirge vermittelst der von ihm herrührenden Abänderungen allgemeiner Winde auf die benachbarten Ebenen ausübt, kommt es darauf an, auf welcher Seite der Ebene ein Gebirgszug liegt. Am ausgesprochensten erfolgt eine diesbezügliche Einwirkung nach der Seite des Gebirges hin, welche von der Herkunftsrichtung der vorwiegend feuchten Winde abgewandt ist (bei uns also nach Osten und Nordosten vom Gebirge aus), woselbst die Wärme grösser, die Feuchtigkeit geringer wird, als wenn die feuchten Winde direkt Zutritt hätten, während nach der entgegengesetzten Richtung (bei uns nach Südwest und West vom Gebirge aus) der durch die allgemeinen Winde (östlicher Herkunft) vermittelte Einfluss des Gebirges geringer ist. Dicht am Gebirge selbst macht sich auf dieser Seite allerdings wieder eine sehr wesentliche Wirkung desselben geltend, insofern als die hier freien Zutritt habenden feuchten Winde bei dem Aufstieg, zu dem sie durch die Anwesenheit des Gebirges gezwungen sind, reichliche Bewölkung und Niederschläge zu geben pflegen. Deutlich ausgesprochen ist indes die Wirkung der Gebirge auf allgemeine Luftströmungen nur da, wo Gebirgszüge annähernd senkrecht gegen die Richtung der feuchten Winde liegen. —

Vom Klima des Gebirges selbst, innerhalb seiner eigenen Grenzen, wird in einem späteren Abschnitt die Rede sein.

Weitere Modifikationen des Klimas, welche von der Bodengestaltung, Bodenbedeckung, Exposition u. s. w. herrühren, werden gleichfalls weiter unten besprochen werden.

IV. Breitenklima, klimatische Zonen.

141. **Jährliche Bestrahlungssummen verschiedener Breiten.** Die Abnahme der Wärme vom Äquator nach den Polen führte schon in frühen

Zeiten zu der noch jetzt gebräuchlichen Einteilung der Erdoberfläche in 5 klimatische Zonen. Man unterscheidet: 1. eine heisse Zone, die von den beiden Wendekreisen begrenzt wird, 2. eine gemässigte Zone auf jeder Halbkugel, zwischen Wendekreis und Polarkreis, 3. eine kalte Zone auf jeder Halbkugel, gebildet durch den Kugelabschnitt innerhalb des Polarkreises.

Diese Einteilung trägt streng genommen nur dem solaren Klima Rechnung, d. h. den Unterschieden der Sonnenstrahlung, welche jenen Erdoberflächenabschnitten vermöge der ihnen eigenen durchschnittlichen Stellung zur Sonne zukommt.

Wie gross die Jahressummen der Sonnenstrahlung sind, welche der Erde in verschiedenen Breiten zugeht, wenn die jährliche Bestrahlungsgrösse am Äquator = 365,24 gesetzt wird, zeigt folgende Tabelle. (Die Einheit ist die Wärmemenge eines mittleren Äquatorialtages).

Breite	Thermaltage	Differenz	Breite	Thermaltage	Differenz
5	364,0	1,2	50	249,7	20,1
10	360,2	3,8	55	228,8	20,9
15	353,9	6,3	60	207,8	21,0
20	345,2	8,7	65	187,9	19,9
25	334,2	11,0	70	173,0	14,9
30	321,0	13,2	75	163,2	9,8
35	305,7	15,3	80	156,6	6,6
40	288,5	17,2	85	152,8	3,8
45	269,8	18,7	90	151,6	1,2

Danach erhält der Pol $41^1/_2\,^0/_0$ der Strahlungsquantität, welche der Äquator empfängt, während er von Sonnenstrahlen gar nicht getroffen würde, wenn die Sonne immer am Äquator bliebe. Unter gleichen Breiten ist die Bestrahlung auf beiden Halbkugeln gleich gross; zwar dauert das astronomische Sommerhalbjahr auf der nördlichen Halbkugel 7 Tage länger als auf der südlichen, d. h. die Sonne verweilt um diesen Betrag länger nördlich des Äquators als südlich, weil die Erde sich im nördlichen Sommer (Juli) in der Sonnenferne befindet und deshalb langsamer fortschreitet als im südlichen Sommer (Sonnennähe im Januar), aber diese kürzere Dauer der Sommerbestrahlung der südlichen Halbkugel wird aufgewogen durch die grössere Intensität der Strahlen während der Sonnennähe.

Die Tabelle zeigt, wie die jährliche Sonnenstrahlung vom Äquator nach den Polen hin abnimmt, was allerdings nicht ganz gleichmässig geschieht, sondern in der Nähe des Äquators sowie in der Nähe des Poles langsamer, zwischen dem 50. und 60. Breitegrad am raschesten.

142. **Wechsel der Bestrahlung im Laufe des Jahres.** Sehr ungleich verteilen sich aber diese den einzelnen Breiten jährlich zukommenden Bestrahlungssummen über das Jahr infolge des Wechsels der Tag- und Nachtlänge und der Sonnenhöhe im Laufe des Jahres.

Dieser Wechsel, der seinerseits dadurch bedingt ist, dass die Axe der Erde auf der Ebene ihrer jährlichen Bahn um die Sonne nicht senkrecht steht, sondern mit derselben einen Winkel von 66° 32′ macht, und dass sie diese Neigung in allen Punkten der Bahn beibehält, somit sich selbst stets parallel bleibt, ist nunmehr einer kurzen Betrachtung zu unterziehen, da sich hieraus die wesentlichsten Eigentümlichkeiten der verschiedenen Zonen ergeben.

Am 21. März nimmt die Erde auf ihrer Bahn um die Sonne eine solche Stellung ein, dass die Sonnenstrahlen senkrecht auf den Äquator fallen. Derjenige grösste Kreis der Erdkugel, welcher die Grenze zwischen der bestrahlten Erdhälfte und der nicht bestrahlten bildet, geht zu dieser Zeit durch die beiden Pole, halbiert also alle Parallelkreise, auf der ganzen Erde ist somit Tag und Nacht gleich lang (Frühlingsäquinoktium).

Die Erde rückt nun auf ihrer Bahn derart fort, dass die Sonne auf die nördliche Halbkugel überzutreten scheint (Beginn des Sommerhalbjahres der nördlichen Halbkugel) und am 21. Juni (Sommersolstitium, Sommersonnenwende) ihren nördlichsten Stand einnimmt, $23^1/_2{}^0$ nördlich des Äquators. Über diesem Parallelkreis (Wendekreis des Krebses) steht nun die Sonne senkrecht. Alle Parallelkreise auf der nördlichen Halbkugel werden nach dem Frühlingsäquinoktium nicht mehr durch die Beleuchtungsgrenze halbiert, sondern ihr beleuchteter Teil ist grösser als der unbeleuchtete, und dieser Unterschied wächst für eine und dieselbe Breite bis zur Zeit jenes nördlichsten Standes der Sonne. Alsdann hat die nördliche Erdhälfte ihren längsten Tag und ihre kürzeste Nacht, die südliche umgekehrt. Dabei nimmt der unbeleuchtete Teil jedes nördlichen Parallelkreises, verglichen mit dem beleuchteten, nach Norden hin rasch ab und wird am Polarkreis ($66^1/_2{}^0$) gleich Null, die ganze Polarzone liegt innerhalb der Beleuchtungsgrenze, m. a. W. der längste Tag wird vom Äquator aus nach Norden hin immer länger, und am nördlichen Polarkreis geht die Sonne am 21. Juni gar nicht unter (am südlichen nicht auf). Innerhalb des Polarkreises wächst mit der Annäherung an den Pol die Zeitdauer des längsten Tages sehr rasch, am Nordpol selbst dauert er 6 Monate (am 21. März geht die Sonne auf, am 23. September unter).

Während des nun folgenden Vierteljahres vollzieht sich die entgegengesetzte Änderung, es nehmen auf der nördlichen Halbkugel die Tage an Länge ab, die Nächte zu, denn die Sonne rückt wieder gegen den Äquator hinab, über welchem sie am 23. September zum zweiten Mal im Jahre senkrecht steht, und damit ist die zweite Tag- und Nachtgleiche erreicht (Herbstäquinoktium).

Nunmehr aber tritt die Sonne auf die südliche Halbkugel über, dort beginnt das Sommerhalbjahr, dort werden die Tage länger, auf der nördlichen kürzer als die Nächte, bis am 21. Dezember (Wintersolstitium) mit dem südlichsten Stand der Sonne ($23^1/_2{}^0$ südlicher Breite) die nördliche Erdhälfte den kürzesten Tag und die längste Nacht, die südliche aber ihren längsten Tag und ihre kürzeste Nacht hat.

In der Zeit vom 21. Dezember bis 21. März wandert die Sonne wieder zum Äquator zurück und bringt der nördlichen Halbkugel Zunahme, der südlichen Abnahme der Tageslängen bis zur Frühlings- Tag- und Nachtgleiche u. s. w. Am Äquator selbst ist das ganze Jahr hindurch Tag und Nacht gleich lang, der Äquator wird bei jeder Stellung, welche die Erde zur Sonne im Laufe des Jahres einnimmt, stets durch die Beleuchtungsgrenze halbiert.

Sonach müssen vom Äquator nach den Polen hin die Tageslängen immer variabler werden, die jährlichen Extreme der Tagesdauer immer weiter auseinandergehen. Auf jeder ausseräquatorialen Breite wachsen die Tages- bezw. Nachtlängen in den Zeiten zwischen den beiden Solstitien bis zur Erreichung des jeder Breite zukommenden Extrems, um im folgenden Halbjahr die entgegengesetzte Änderung bis zur Erreichung des anderen Extrems durchzumachen.

Extreme der Tagesdauer in verschiedenen Breiten. Wie weit in verschiedenen Breiten die Extreme der Tages- (bezw. Nacht-) Dauer auseinanderliegen, die Grenzen also, zwischen welchen sich die Tageslänge der betreffenden Breiten bewegt, zeigt nachstehende Tabelle. 143.

Breite	Dauar des längsten Tages	Dauer des kürzesten Tages	Breite	Dauer des längsten Tages	Dauer des kürzesten Tages
0⁰	12 h 0′	12 h 0′	40⁰	14 h 51′	9 h 9′
5	12 17	11 43	45	15 26	8 34
10	12 35	11 25	50	16 9	7 51
15	12 53	11 7	55	17 7	6 53
20	13 13	10 47	60	18 30	5 30
25	13 34	10 26	65	21 9	2 51
30	13 56	10 4	66⁰ 32′	24 0	0 0
35	14 26	9 38			

Für die Gegenden innerhalb des Polarkreises wechselt die Tagesdauer von 0 bis 24 Stunden in dem Teil des Jahres, in welchem die Sonne noch auf- und untergeht, und dieser Teil wird gegen den Pol hin kleiner und kleiner. Die übrige Zeit hindurch bleibt die Sonne stets über oder unter dem Horizont (und zwar ebensoviele Tage vor als nach dem betreffenden Solstitium). Die Dauer dieser Zeit wechselt mit der Breite, wie die folgende Tabelle für die nördliche Polarzone angiebt. Für die

südliche Hemisphäre sind die Zahlen beider Kolumnen miteinander zu vertauschen.

Nördliche Breite	Die Sonne geht nicht unter (ca.) in	Die Sonne geht nicht auf (ca.) in
66° 32′	1 Tag	1 Tag
70	65 Tagen	60 Tagen
75	103 "	97 "
80	134 "	127 "
85	161 "	153 "
90	186 "	179 "

144. **Wechsel der Mittags-Sonnenhöhen im Laufe des Jahres.** Zu dem Wechsel der Bestrahlungs- oder Tagesdauer kommt derjenige in der Bestrahlungsintensität, welche letztere ja von der Sonnenhöhe abhängt. Diese variiert im Laufe des Jahres am Äquator zwischen 90° (Äquinoktium) und 66° 32′ (Solstitien) zur Mittagszeit, auf den Wendekreisen zwischen 90° und 43° 4′. Auf dem 50. Breitegrad (mittl. Deutschland) ist die Mittags-Sonnenhöhe zur Zeit der Äquinoktien 40°, am 21. Juni 63½°, am 21. Dezember 16½°. Auf den Polarkreisen ist die grösste Mittagshöhe der Sonne 46° 56′, die geringste 0°, an den Polen die grösste 23½°. Senkrechte Strahlen treffen die Erdoberfläche nur in der heissen Zone und zwar zweimal im Jahre, an den Grenzen der letzteren, den Wendekreisen, einmal, während die gemässigte Zone niemals senkrechte Bestrahlung geniesst und mit der heissen Zone nur den regelmässigen Wechsel von Tag und Nacht innerhalb je 24 Stunden gemein hat.

145. **Jährliche Extreme der 24stündigen (relativen) Bestrahlungsquantitäten verschiedener Breiten.** Setzt man die Tagessumme der Bestrahlung des Äquators am 21. März gleich 1000, so wird die Bestrahlung, welche den verschiedenen (nördlichen) Breiten zu den Zeiten der Solstitien von der Sonne zugeht, etwa durch folgende Zahlen ausgedrückt:[1])

	0°	15°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
21. Juni	881	1012	1045	1088	1107	1105	1093	1130	1184	1202
21. Dezember	942	749	677	520	355	197	56	0	0	0

Hieraus ist zu ersehen, dass infolge des längeren Verweilens der Sonne über dem Horizont die zur Zeit des längsten Tages innerhalb 24 Stunden gespendete Strahlungsquantität gegen den Pol hin wächst, und dass

[1]) Hierbei ist die Schwächung der Strahlen beim Passieren der Atmosphäre nicht in Betracht gezogen. Hann berechnet für die Wärmestrahlung an der oberen Grenze der Atmosphäre und an der Erdoberfläche folgende Beträge:

	Äquator	40°	N.-Pol	Äquator	40°	N.-Pol
	Obere Grenze der Atmosph.			an der Erdoberfläche		
Wintersolst.	942	355	0	471	178	0
Äquinoktien	1000	766	0	500	383	0
Sommersolst.	881	1107	1202	440	553	584

die Bestrahlung der höheren (nördlichen) Breiten am 21. Juni namhaft grösser ist als die, welche der Äquator jemals (innerhalb 24 Stunden) erhält. Auf die heisse Zone trifft das grösste Mass und die kleinste Schwankung der jährlichen Sonnenstrahlung, auf die kalte Zone das kleinste Mass und die grösste Schwankung; die gemässigte Zone vermittelt zwischen beiden.

Aus den betrachteten Verhältnissen ergeben sich leicht die Haupteigentümlichkeiten der vorgenannten klimatischen Zonen.

Heisse Zone. In der heissen Zone, wo sich die Tag- und Nachtdauer im Laufe des Jahres nur wenig ändert und jeder Ort von den Sonnenstrahlen um Mittag jährlich zweimal senkrecht, aber auch die übrige Zeit des Jahres hindurch unter grossem Winkel getroffen wird, erhält sich durch das ganze Jahr eine kräftige und gleichmässige Erwärmung und hoher Dampfdruck, die Mitteltemperaturen der einzelnen Monate sind von einander nur wenig verschieden, die jährliche Amplitude ist an den meisten Orten kleiner als die tägliche. Jahreszeiten in unserem Sinne sind unbekannt, dagegen treten je mit den Zenithständen der Sonne die Regenzeiten ein (s. diese). 146.

Als Beispiele seien von einigen Orten der heissen Zone die Mitteltemperaturen des Jahres und diejenigen des kältesten und des wärmsten Monats angeführt; dieselben geben einen Begriff von der geringen Wärmeschwankung daselbst im Laufe des Jahres.

	Jahr	Kältester Monat		Wärmster Monat	
Veracruz (Mexiko)	25,4	Januar	22,1	Mai	27,7
Guatemala (Mittelamerika)	18,6	Januar	16,7	April	20,3
Habana (Westindien)	25,3	Januar	22,2	August	28,0
Trinidad (Westindien)	25,5	Februar	24,4	Mai	26,3
Podor (Senegambien)	28,1	Januar	22,7	Mai	31,9
St. Helena (15° 55′ S. Br.)	21,3	August	18,7	Febr. März	23,9
Madras (Ostindien)	27,9	Januar	24,7	Mai	30,8

Gemässigte Zone. Ausserhalb der von den Wendekreisen begrenzten heissen Zone giebt es nur einmal im Jahre einen höchsten Sonnenstand (der aber kein Zenithstand ist) und ein Minimum der Sonnenhöhe. Die Zeit um den höchsten Sonnenstand, der wärmste Teil des Jahres, wird Sommer, diejenige um den niedrigsten Sonnenstand wird Winter genannt. 147.

In der nördlichen gemässigten Zone bilden die drei Monate Juni, Juli, August, den (klimatologischen) Sommer, die Monate Dezember, Januar, Februar den Winter, die zwischenliegenden Übergangszeiten werden Frühling und Herbst genannt. Die vier Jahreszeiten fangen also erst ausserhalb der Wendekreise an und finden sich in mittleren Breiten am

schärfsten ausgeprägt. Vom Wintersolstitium an wächst die Tageslänge, also die Bestrahlungsdauer, desgleichen die Mittagshöhe der Sonne, mithin die Bestrahlungsintensität, und zwar bis zum Sommersolstitium, um von da an wieder ein halbes Jahr lang abzunehmen. Zu- und Abnahme erfolgt in der Nähe der Solstitien langsamer, unmittelbar vor und nach den Äquinoktien am raschesten. Die Wintermonate stellen in unseren Breiten eine Zeit fast gänzlicher Ruhe, die drei Sommermonate die Zeit der kräftigsten Entwickelung der Vegetation dar, während im Frühling ein allmähliches Erwachen, im Herbst ein allmähliches Absterben bezw. Übergehen in die Winterruhe stattfindet. Der Wärmeunterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat beträgt für Deutschland im Durchschnitt 20°. Unter höheren Breiten, noch innerhalb der gemässigten Zone, wird der Unterschied zwischen Sommer und Winter infolge der Unterschiede in der Bestrahlungsdauer und -intensität immer grösser; namentlich nimmt die Winterkälte (wo nicht wie in Nordwest-Europa anderweitige Einflüsse mildern) zu, weil im Winter wegen der nach Norden hin abnehmenden Tageslänge und Sonnenhöhe die Ausstrahlung immer einseitiger zur Geltung kommt. Dabei nimmt auch die Dauer des Winters d. h. der kalten Zeit des Jahres zu, denn während der Äquinoktialperiode ist die Wirkung der Sonnenstrahlen dort noch zu gering um Eis oder Schnee aufzutauen oder das Gefrieren zu verhindern, der Winter endigt später und stellt sich auch frühzeitiger wieder ein als bei uns, Frühling und Herbst werden verkürzt. Dagegen bringt der Sommer verhältnismässig hohe Temperaturen, weil die längere tägliche Bestrahlung die geringere Mittagshöhe der Sonne (verglichen mit niedrigen Breiten) mehr oder weniger ausgleicht. Letzteres gilt namentlich für das Binnenland.

Die folgende Zusammenstellung[1]) giebt die Temperaturen einer Reihe von Orten der nördlichen gemässigten Zone der alten Welt, vornehmlich Europas, mit Ausschluss Deutschlands, welches später besprochen werden soll.

	N.Breite.	Länge v. Gr.	Seehöhe m	Januar.	April.	Juli.	Oktober.	Jahr.
(Mittelmeerländer.)								
Madeira	32° 38′	16° 55′ W	25	15,9	17,1	22,7 *	20,7	18,8
Gibraltar	36 6	5 21 „	15	12,2	15,9	23,5 *	18,2	17,3
Algier	36 48	3 3 E	20	12,1	16,3	25,0 *	19,7	18,1
Malta	35 53	14 30 „	34	13,0 *	15,9	26,2 *	21,6	19,0
Jerusalem	31 47	35 13 „	770	8,5 *	14,5	24,5 *	20,8	17,2
Alexandrien	31 12	29 54 „	—	14 9	19,2	26,4 *	23,9	20,8
Kairo	29 59	31 18 „	29	12,1	21,0	29,0 *	22,8	21,3
Lissabon	38 43	9 8 W	102	10,3	14,6	21,7 *	16,9	15,6

[1]) Die Daten sind den Tabellen Hann's (Handb. d. Klimatologie) entnommen.

	N.Breite.	Länge v. Gr.	Seehöhe m	Januar.	April.	Juli.	Oktober.	Jahr.
Madrid	40 25	3 41′ W	655	4,9	12,7	24,5	13,6	13,5
Nizza	43 41	7 6 E	20	8,4	14,5	23,9	17,0	15,7
Palermo	38 7	13 25 „	72	11,0	15,4	25,4	19,8	17,9
Mailand	45 28	9 11 „	147	0,5	13,2	24,7	13,3	12,8
Venedig	45 26	12 18 „	21	2,7	13,3	24,6	14,7	13,5
Genua	44 24	8 55 „	54	7,8	14,4	24,6	17,3	15,9
Florenz	43 46	11 14 „	73	5,0	13,8	25,1	15,3	14,6
Rom	41 54	12 29 „	50	6,7	13,9	24,8	16,3	15,3
Neapel	40 52	14 15 „	149	8,2	13,9	24,3	17,0	15,9
Triest	45 39	13 46 „	26	4,4	13,5	24,2	15,6	14,2
Athen	37 58	23 44 „	90	8,1	14,9	26,9	17,3	18,5
Constantinopel	41 0	28 59 „	—	5,8	11,6	23,5 *	14,1	16,3
(West- u. Nordwest-Europa)								
Bordeaux	44 51	0 34 W	12	5,6	12,7	20,6	13,2	12,8
Paris	48 50	2 20 E	34	2,0	9,7	18,3	9,8	10,3
Brüssel	50 51	4 22 „	57	2,0	9,0	18,0	10,4	9,9
Utrecht	52 5	5 8 „	13	1,5	9,4	18,4	10,4	9,9
Kopenhagen	55 41	12 33 „	13	— 0,4	5,7	16,6	8,2	7,4
Plymouth	50 22	4 10 W	21	5,8	9,3	16,6	11,7	10,7
London	51 33	0 7 „	37	3,5	9,6	17,9	10,7	10,3
Edinburgh	55 56	3 11 „	82	3,0	7,3	14,6	8,1	8,2
Dublin	53 22	6 21 „	48	4,7	8,6	15,4	9,8	9,5
Thorshaven	62 2	6 44 „	9	3,1	4,9	10,9	6,7	6,3
Christiania	59 55	10 45 E	23	— 5,1	3,8	16,5	5,5	5,2
Stockholm	59 17	18 3 „	—	— 3,7 *	3,0	16,4	6,2	5,2
Haparanda	65 51	24 11 „	—	—13,1 *	— 2,0	15,2	1,2	0,0
(Mittel-Europa.)								
Prag	50 5	14 26 „	202	— 1,4	9,1	19,6	9,8	9,2
Brünn	49 11	16 36 „	225	— 2,5	9,3	19,8	10,0	8,9
Wien	48 12	16 22 „	197	— 1,7	9,9	20,5	10,0	9,7
Salzburg	47 48	12 59 „	424	— 2,3	8,6	17,5	8,9	7,9
Innsbruck	47 16	11 24 „	574	— 3,1	8,7	17,8	9,3	8,1
Graz	47 4	15 28 „	371	— 2,3	9,8	19,9	10,2	9,3
Basel	47 33	7 35 „	278	0,1	9,7	19,1	9,2	9,4
Zürich	47 23	8 33 „	470	— 1,2	9,1	18,7	8,5	8,6
Bern	46 57	7 27 „	574	— 1,8	8,6	16,2	8,1	8,1
Genf	46 12	6 9 „	408	0,1	9,4	19,3	9,8	9,5
(Europ. Russland u. Westsibirien.)								
St.Petersburg	59 56	30 16 „	10	— 9,4	2,0	17,7	4,5	3,6
Moskau	55 46	37 40 „	160	—11,1	3,4	18,9	4,3	3,9
Odessa	46 29	30 44 „	70	— 3,4	8,2	22,7	11,2	9,6
Astrachan	46 21	48 2 „	— 20	— 7,1	9,4	25,5	10,0	9,4
Tomsk	56 30	84 58 „	70	—20,0	— 0,9	19,2	0,2	—0,8
Helsingfors	60 10	24 57 „	20	— 7,0	1,1	16,5	5.6	3,9
Archangel	64 33	40 32 „	10	—13,6	— 1,1	15,8	1,4	0,4

*) Wo der Februar ein niedrigeres Monatsmittel hat als der Januar, oder der August ein höheres als der Juli, ist die Februar- bezw. Augusttemperatur eingesetzt und mit einem Sternchen bezeichnet.

148. **Kalte Zone.** Jenseits der Polarkreise, in der kalten Zone, hört der regelmässige, das ganze Jahr hindurch anhaltende Wechsel zwischen Tag und Nacht innerhalb je 24 Stunden auf; die Bestrahlung reduziert sich mit zunehmender Breite mehr und mehr auf das Sommerhalbjahr, im Winter herrscht Ausstrahlung fast ohne Ersatz, da dieser gegen die Pole hin immer schwächer, die lange Nacht immer länger wird, und am Pole selbst die Sonne ein volles halbes Jahr unter dem Horizonte bleibt. Infolge dieser ungemein starken Erkaltung während des arktischen Winters macht die Erwärmung durch die niedrig stehende Sonne zur Zeit unseres Frühjahrs nur langsame Fortschritte, indem die Sonnenwärme zur Schmelzung der Schnee- und Eismassen verbraucht wird, oft bringt erst der März oder gar der April die grösste Kälte; später bewirkt die längere Tagesdauer eine raschere Hebung der Temperatur, jedoch nicht zu bedeutender Höhe; der Sommer ist daher kurz und kühl wenn auch relativ (d. h. im Verhältnis zur Winterkälte) warm, der Winter sehr lang und sehr kalt, die Übergangszeiten der gemässigten Zone fehlen fast gänzlich.

Als Beispiele seien die Monats- und Jahresmittel[1]) der Temperatur einiger Orte der nördlichen Polarzone angeführt.

	Sabine-Insel[2]) an der grönl. Ostküste 74° 32′ N. Br. 18° 49′ W. L. v. Gr.	Mosselbai[3]) (Spitzbergen) 79° 53′ N. Br. 16° 4′ E. L v Gr.	Nordwest-Grönland 79° 30′ N. Br. 68° 12′ W. L. v. Gr.	Tolstoj Noss (Nordküste Asiens) 70° 10′ N. Br. 82° 50′ E. L. v. Gr.
Dezember	— 17,1	— 14,4	— 29,8	— 29,4
Januar	— 24,1	— 9,9	— 33,9	— 33,8
Februar	— 23,9	— 22,7	— 34,0	— 28,9
März	— 23,4	— 17,6	— 34,1	— 31,7
April	— 16,5	— 18,1	— 23,6	— 14,0
Mai	— 5,4	— 8,3	— 8,5	— 6,3
Juni	2,3	1,1	0,9	— 0,4
Juli	3,8	4,6	3,8	7,6
August	0,7	2,9	0,9	8,8
September	— 4,3	— 3,9	— 7,2	0,7
Oktober	— 13,9	— 12,7	— 18,1	— 11,3
November	— 18,4	— 8,1	— 25,1	— 20,4
Jahr	— 11,7	— 8,9	— 17,4	— 13,3

149. **Supan's Temperaturzonen.** Die gebräuchliche Einteilung der gesamten Erdoberfläche in fünf durch Parallelkreise abgegrenzte Klimazonen trägt zunächst nur der zugestrahlten Sonnenwärme Rechnung,

[1]) Die Beobachtungen umfassen meist nur den Zeitraum eines Jahres.
[2]) Winteraufenthalt der zweiten deutschen Nordpolexpedition, 1869/70.
[3]) Winteraufenthalt der von Nordenskjöld geführten Expedition, 1872.

welche zwar der wichtigste Faktor des Klimas ist, von welcher aber infolge des bei obiger Einteilung nicht berücksichtigten Einflusses der klimatischen Modifikatoren die Wärmeverteilung auf der Erde nicht allein abhängt. Richtiger wäre es deshalb, jene fünf Zonen nur als Bestrahlungszonen, nicht als Temperaturzonen aufzufassen und ihnen aus diesem Grunde andere Namen als die bisher üblichen beizulegen, etwa (nach Supan's Vorschlag) Tropenzone, mittlere Zone, polare Zone zu sagen (statt „heisse", „gemässigte", „kalte").

Wirkliche Temperaturzonen lassen sich wegen der Wirkung der klimatischen Modifikatoren nicht wie jene durch Parallelkreise eingrenzen, wohl aber durch Isothermenlinien. Die von Supan gegebene Einteilung in Temperaturzonen ist folgende. Die Grenze bilden — statt der Wende- und Polarkreise — die wichtigsten Jahresisothermen, die von 20° und die von 0°. Die erstere fällt im grossen und ganzen mit der Polargrenze der Palmen zusammen, welche als der reinste Ausdruck des Tropenklimas angesehen werden, die letztere ist schon deshalb bedeutungsvoll, weil sie positive und negative Temperaturen trennt, also dasjenige, was man im gewöhnlichen Leben Wärme und Kälte nennt. Die Zone innerhalb der Nullisothermen ist ausserdem durch beständiges Bodeneis charakterisiert. So erhält man für jede Halbkugel drei Hauptzonen, welche durch die Höhe ihrer mittleren Jahrestemperatur charakterisiert sind (selbstverständlich beziehen sich die Temperaturen auf das Meeresniveau). Jede dieser Hauptzonen wird durch eine wichtige Monatsisotherme in je zwei Unterzonen geteilt. In der ersten Hauptzone wird diese Zwischengrenze gebildet durch die 20° Isotherme des kältesten Monats, in der zweiten durch die Nullisotherme des kältesten Monats, in der dritten durch die Nullisotherme des wärmsten Monats.

Die Einteilung gestaltet sich demnach für jede Hemisphäre wie folgt:

I. Warme Zone, Jahrestemperatur über 20°	Tropengürtel; mittlere Temperatur des kältesten Monats über 20°. Ektropengürtel; mittlere Temperatur des kältesten Monats unter 20°.
II. Gemässigte Zone, Jahrestemperatur zwischen 20 und 0°	Äquatorialgürtel; mittlere Temperatur des kältesten Monats über 0°. Polargürtel; mittlere Temperatur des kältesten Monats unter 0°.
III. Kalte Zone, Jahrestemperatur unter 0°	Äquatorialgürtel; mittlere Temperatur des wärmsten Monats über 0°. Polargürtel; mittlere Temperatur des wärmsten Monats unter 0°.

Auf die warme Zone im Ganzen entfallen ungefähr 50 % der Erdoberfläche, auf die gemässigte Zone beider Hemisphären zusammen etwa 36 % der Erdoberfläche (auf die nördliche Hemisphäre 32, auf die süd-

liche 41 % einer Erdhälfte), auf die kalte Zone beider Hemisphären 14 % der Erdoberfläche. Die gemässigte Zone ist nach dieser — thermischen — Abgrenzung kleiner, die beiden anderen sind grösser als nach der solaren Einteilung, wonach die heisse Zone 40, die gemässigte 52, die kalte 8 % der Erdoberfläche umfasst.

Gegen die Supan'sche Einteilung lassen sich freilich ebenfalls begründete Einwände erheben. Nach derselben fällt z. B. das südöstliche Sibirien und der grösste Teil der Amurländer schon in die kalte Zone, die mittlere Jahrestemperatur dieses Gebiets ist dieselbe wie diejenige im mittleren Grönland; aber der Sommer ist ein ganz anderer, die Sommerwärme ist höher als im mittleren Deutschland. Man findet in diesen Gegenden Asiens hochstämmige Wälder, üppige Grasfluren, Ackerbau und Viehzucht (Hann). Die mittlere Jahrestemperatur eignet sich deshalb in höheren Breiten ebenfalls nicht zur Abgrenzung klimatischer Zonen, denn es wird durch eine solche Einteilung sehr Ungleichartiges zusammengebracht und Gleichartiges getrennt. Dies gilt auch hinsichtlich der Abgrenzung der Unterzonen durch Isothermen des kältesten Monats. Die Temperatur des kältesten Monats ist namentlich inbezug auf die Vegetationsverhältnisse und Kulturfähigkeit eines Erdstriches von geringerem Belang als die Sommerwärme, und es würden aus diesem Grunde die Linien gleicher Sommerwärme jedenfalls weit brauchbarere Grenzen der klimatischen Zonen abgeben.

150. **Meyen's Vegetationszonen.** Mit Rücksicht auf die Vegetation, deren Charakter im grossen durch die klimatischen, vor allem durch die Wärmeverhältnisse bestimmt wird — derart, dass die heisse Zone die grösste Fülle in Formen und Arten der Gewächse aufweist, und im allgemeinen mit zunehmender Breite die Vegetation immer einförmiger wird, schliesslich verkümmert — hat Meyen acht (von Pol zu Pol fünfzehn) Vegetationszonen unterschieden.

1. Äquatoriale Vegetationszone, zwischen 15° nördlicher und südlicher Breite. Mittlere Jahrestemperatur 26—30° C. Geringe Unterschiede in der Tages- und Nachtlänge (bis zu 2 Stunden); beständige Witterung; statt des Wechsels der Jahreszeiten nur Wechsel zwischen Regen- und Trockenzeiten. Region der Palmen und Bananen.

2. Tropische Vegetationszone, zwischen 15 und 23° Breite. Jahresmittel 23—26°. Temperatur und Tagesdauer wechseln im Laufe des Jahres etwas mehr (die letztere bis 3 Stunden). Regenzeit. Region der Farrenbäume und Feigen, auch baumartiger Gräser und Palmen.

3. Subtropische Vegetationszone, zwischen 23 und 34° Breite. Jahresmittel 17—21°. Wechsel der Tageslänge bis zu $4^1/_2$ Stunden. Sommerwärme 26—28°; Winter kurz, mild, ohne Schnee. Region der Myrthen und Lorbeeren (nebst Palmen, Lianen, Kakteen etc.).

4. Wärmere gemässigte Vegetationszone, zwischen 34 und 45° Breite. Jahresmittel 12—17°. Differenz der Tages- und Nachtlängen bis 7 Stunden. Der Unterschied zwischen Sommer und Winter wird grösser. Schnee im Meeresniveau nur auf kurze Zeit; noch keine allgemeine Entblätterung der Laubbäume im Winter. Region der immergrünen Laubhölzer nebst Reben, Rosen, schönblühenden Sträuchern; Wiesen noch selten. Hierhin das südliche Europa mit seinen immergrünen Eichen, Pinien und Zedern, Myrthen und Lorbeeren, Südfrüchten.

5. Kältere gemässigte Vegetationszone, zwischen 45 und 58° Breite. Jahresmittel 6—12°. Differenz der Tages- und Nachtlänge bis fast 12 Stunden. Schnee- und eisreicher Winter, warmer Sommer; die vier Jahreszeiten typisch ausgeprägt. Region der blattwechselnden Laubhölzer, besonders Buchen und Eichen; Nadelhölzer, Wiesen. (Nur auf der südlichen Halbkugel immergrüne Laubwälder.) Hierhin Deutschland; Getreide und Obstbau.

6. Subarktische Vegetationszone, zwischen 58 und 66° Breite. Jahresmittel 4—6° C. Unterschied der Tages- und Nachtlängen bis fast 24 Stunden. Kurzer, warmer Sommer, langer, kalter Winter, rasche Übergänge. Region der Nadelhölzer, besonders Fichten und Lärchen, nebst Birken und Weiden. Wintergetreide- und Obstbau hört allmählich auf.

7. Arktische Vegetationszone, zwischen 66 und 72° Breite. Jahresmittel 0 bis — 2°. Der längste Tag (und die längste Nacht) wächst von der Süd- nach der Nordgrenze von 24 Stunden bis zu $2\frac{1}{2}$ Monaten. Region der Alpenrosen. Als Baum noch die Birke.

8. Polare Vegetationszone, vom 72° Breite bis zum Pol. Jahresmittel — 2° und darunter. Längster Tag $2\frac{1}{2}$ bis 6 Monate. Nur während 2—3 Monaten des Sommers Temperaturen über Null° in den erreichten Breiten. Nur noch einige Alpenpflanzen. Region der Alpenkräuter.

Es ist klar, dass diese Abgrenzung der Vegetationszonen nach Breitegraden und besonders die Angaben der Jahrestemperaturen für diese Zonen nur sehr ungefähre Gültigkeit beanspruchen können, denn nicht nur die Wärmeverhältnisse kehren sich, wie erörtert, und wie schon ein Blick auf die Isothermenkarten lehrt, namentlich in höheren Breiten vielfach sehr wenig an die Breitenkreise, sondern auch die übrigen klimatischen Vegetationsbedingungen gestalten sich auf einem und demselben Parallel oft ganz verschieden je nach der Lage im Binnenland oder an der Küste u. s. w.

Verteilung der Pflanzen über die Erde. Als Hauptgesetze für die Verteilung der Pflanzen hat man folgende Sätze aufgestellt. 151.

1. Die wärmeren Zonen erzeugen eine grössere Anzahl verschiedener Arten von Phanerogamen als die kälteren. Auf Spitzbergen findet man nur 220 Arten, in Deutschland über 5000.

dass nicht die direkt zugestrahlte Sonnenwärme, sondern der durch diese erwärmte Boden die Hauptwärmequelle für die Luft repräsentiert, während die Dichtigkeitsabnahme der Luft nach oben hin eine zunehmende Ausdehnung der am Boden erwärmten und deshalb aufsteigenden Luftmassen bedingt, mit welcher Volumvergrösserung eine Erkaltung Hand in Hand geht. Beide Momente sind es auch, welche, wie oben erwähnt, darauf hinwirken, dass an sich schon die in höhere Luftregionen hineinragenden festen Körper (Gebirge) durchschnittlich kälter werden, als dieselben Körper sein würden, wenn sie sich am Grunde des Luftozeans befänden.

153. **Grösse der vertikalen Temperaturabnahme.** Die thatsächlich zu beobachtende Abnahme der Wärme erreicht nun den genannten Betrag nur zuweilen, unter besonderen örtlichen Verhältnissen (s. S. 108), und ist für gewöhnlich geringer, namentlich in grösseren Höhen. Dies hat seinen Grund darin, dass die Luft doch nicht ausschliesslich vom Erdboden aus erwärmt wird, sondern auch, wenngleich in geringerem Masse, durch die Sonnenstrahlen direkt, ferner aber darin, dass der atmosphärische Wasserdampf, der bei aufsteigender Luftbewegung mit emporgeführt wird, für die oberen Schichten ein Wärmereservoir darstellt, denn der Wärmeinhalt einer feuchten Luftmasse ist beträchtlich grösser als der einer trockenen bei gleicher Temperatur, wie folgende Betrachtung zeigt.

Um 1 kg trockener Luft von 25^0 auf 0^0 abzukühlen, müsste man ihm $25 \times 0.238 = 5{,}95$ Wärmeeinheiten entziehen[1]). Wird aber 1 kg mit Wasserdampf gesättigter Luft von 25^0 auf 0^0 abgekühlt, so werden etwa 16 g Wasserdampf kondensiert und dabei $0{,}6 \times 16 = 9{,}6$ Wärmeeinheiten frei (Kondensationswärme). Dieser Wärmebetrag, vermehrt um die vorigen 5,95, im Ganzen also 15,5 Wärmeeinheiten, d. i. über $2^1/_2$ mal soviel als bei trockener Luft nötig wäre, müsste dem Kilogramm dampfgesättigter Luft entzogen werden um es von 25^0 auf 0^0 zu kühlen.

Hiernach ist klar, dass die Abkühlung feuchter aufsteigender Luftmassen von dem Augenblick an, wo Kondensation des Wasserdampfes beginnt, viel geringer sein muss als bei trockener Luft der Fall, geringer mithin als 1^0 pro 100 m.

Daher ist die Wärmeabnahme in grösseren Höhen, da wo Kondensation des Wasserdampfes am häufigsten eintritt, schwächer als in den unteren Luftschichten, geringer auch in feuchten Klimaten als in trockenen unter sonst gleichen Verhältnissen.

Berücksichtigt man nur Durchschnittszahlen und Jahresmittel und und sieht man von örtlichen Abweichungen ab, so ergiebt sich aus den in Gebirgsländern gemachten Beobachtungen, dass die Temperaturabnahme

[1]) 0,238 ist die spezifische Wärme der Luft, d. h. die Wärmemenge, welche erforderlich ist, um 1 kg Luft um 1^0 zu erwärmen, die für die Erwärmung eines kg Wasser um 1^0 erforderliche Menge gleich 1 gesetzt.

mit zunehmender Höhe im Mittel 0,58° für je 100 m beträgt, und von der geographischen Breite unabhängig ist. Dagegen kommt es auf die Ausformung der Bodenerhebungen an; Gebirge mit Plateaucharakter und sanfter Abdachung, allmählich anschwellende Landrücken etc. haben langsamere Wärmeabnahme als frei aufsteigende Berge, die Rauhe Alb z. B. 0,44° für 100 m, und für die allgemeinen kontinentalen Landerhebungen dürfte der Betrag nach Hann näher an 0,4° als an 0,5° liegen.

Von erheblichem Einfluss ist die Exposition. Auf der Südseite (nördliche Halbkugel) ist die Wärmeabnahme rascher als auf der Nordseite, weil auf der ersteren die Erwärmung unten grösser ist als auf der Nordseite.

Einfluss der Jahreszeit. Wo es einen Winter mit Schneedecke giebt, zeigt die Wärmeänderung mit der Höhe eine deutliche jährliche Periode, ein Maximum im Sommer, ein Minimum im Winter. So geben für Mittel-Europa der Harz, das Erzgebirge und die Alpen sehr übereinstimmend folgende Zahlen:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
0,45°	0,67°	0,70°	0,53°	0,59°

Der geringere Betrag der Wärmeänderung im Winter verglichen mit derjenigen im Sommer erklärt sich aus der durch die winterliche Ausstrahlung herbeigeführten Erkaltung der Boden- oder Schneeoberfläche, welche Erkaltung sich den unteren Luftschichten in weit stärkerem Masse mitteilt als den höheren, sowie daraus, dass im Winter die Kondensation in geringerer Höhe erfolgt als im Sommer.

Einfluss des Windes. Bei windigem Wetter ist die vertikale Temperaturänderung grösser als bei Windstille, denn die Winde befördern ausser dem horizontalen einen vertikalen Luftaustausch, eine Mischung oberer mit unterer Luft, besonders in Bergländern, und je mehr Luft von oben nach unten und von unten nach oben gelangt, desto mehr nähert sich die vertikale Temperaturverteilung jenem Zustand, bei welchem die Abnahme nach oben 1° pro 100 m betragen würde.

Umkehrung der vertikalen Temperaturabnahme. Die Abnahme 154.
der Wärme mit zunehmender Höhe ist nicht ohne Ausnahmen, und gerade diese sind häufig von einschneidender Bedeudung für die Vegetation. Es ist eine sehr gewöhnliche Erscheinung in klaren, windstillen Nächten, dass die Luft nahe dem Boden kälter ist, als in einiger Höhe über demselben, dass somit die Lufttemperatur vom Boden aufwärts nicht ab-, sondern zunimmt. Diese Umkehrung der vertikalen Temperaturabnahme ist an klaren Himmel und Windstille, also an Bedingungen geknüpft, wie sie die barometrischen Maxima den von ihnen umschlossenen Gegenden zu bieten pflegen, und beschränkt sich im Sommer auf die Nachtzeit und auf wenige Meter Höhe, tritt hingegen im Winter bei Nacht sehr aus-

geprägt auf, ohne tagsüber ganz zu verschwinden, so lange jener Wetterzustand anhält. Die Temperaturzunahme nach oben kann zu dieser Jahreszeit, namentlich wenn Schnee liegt, sehr beträchtlich werden und sich bis auf mehrere hundert Meter erstrecken.

Die Zunahme erfolgt unten rasch, höher oben langsamer, und es kann bei grösseren Bäumen die Temperaturdifferenz zwischen der Luft in Kronenhöhe und der Luft unmittelbar über dem Boden leicht mehrere Grade betragen.

Deshalb können in Frostnächten die unteren Zweige der Bäume und die Gesträucher erfrieren, während die Baumwipfel verschont bleiben.

Diese Umkehrung der normalen Temperaturverteilung hat ihre Ursache in der nächtlichen Wärmeausstrahlung des Bodens, dessen Erkaltung sich den nächsten Luftschichten mitteilt, während die höheren Schichten weniger erkalten, weil die Strahlung der Luft viel geringer ist, als die des Bodens und der Vegetation. Da nun die kalte Luft schwerer ist als warme, so befindet sich die am Boden erkaltete Luft bereits in derjenigen Lage, die ihr gemäss ihrem spezifischen Gewicht zukommt, sie hat also keine Veranlassung, ihre Lage zu ändern und etwa mit wärmerer Luft aus der Höhe zu vertauschen, sondern verbleibt unten, so lange die Windstille anhält.

Treten aber lebhafte Winde auf, so findet Mischung der unteren mit höheren Luftschichten statt, die von oben nach unten gelangenden Luftmassen werden hierbei erwärmt, die nach oben gehenden werden kälter, und so hebt sich die frühere Temperaturumkehr auf, es ist unten wärmer, oben kälter. Bei bedecktem Himmel kann jene Umkehrung überhaupt nicht wohl eintreten, weil dann die Ausstrahlung nicht stark genug ist.

Von einer gleichen Anomalie, welche das Temperaturverhältnis zwischen Thälern und Höhen betrifft, wird weiter unten die Rede sein.

155. Der jährliche und tägliche Gang der Temperatur in Gebirgshöhen.

Der jährliche Gang der Temperatur in Gebirgshöhen ist im allgemeinen weniger extrem, die jährliche Wärmeschwankung geringer als in der Ebene, wo die Erwärmung ebenso wie die Erkaltung ausgiebiger erfolgt, die Extreme treten etwas verspätet ein, besonders das Minimum, welches sich häufig bis in den Februar oder selbst gegen den März hin verzögert. Im Frühlingsanfang ist der Temperaturunterschied zwischen Höhen und Niederungen am grössten, indem oben noch die ganze Sonnenstrahlung zur Schneeschmelze verbraucht wird, während unten schon kräftige Erwärmung erfolgt. Die Gebirgshöhen haben daher einen späten Frühling, dafür meist einen langen Nachsommer.

Die tägliche Wärmeschwankung nimmt mit wachsender Höhe in der freien Atmosphäre rasch bis zu einer gewissen Grenze ab, und ähnlich

ist es auch bei der Erhebung im Gebirge, die tägliche Schwankung wird im allgemeinen nach oben hin kleiner, aber nicht überall, es spielen hierbei lokale Verhältnisse (Exposition, lokale Winde etc.) eine bedeutende und mannigfach modifizierende Rolle.

Grössere Bodenwärme in Gebirgshöhen während der Bestrahlung. Eine weitere klimatische Eigentümlichkeit der Gebirgshöhen im Vergleich zur Ebene ist die grössere Bodenwärme der ersteren zu Zeiten ungehinderter Besonnung. Die Intensität der Sonnenstrahlung wächst mit der Höhe, weil die Dichtigkeit der Luft und ihr Dampfgehalt, daher auch die Absorption von Wärmestrahlen durch die Atmosphäre, nach oben rasch abnimmt. Daraus erwächst an heiteren Tagen ein grosser Wärmeüberschuss des Bodens der Höhen gegenüber der Luftwärme daselbst. Die gleichen Ursachen bedingen aber auch eine stärkere Erkaltung des Bodens durch die intensivere Ausstrahlung bei Nacht. Die täglichen Änderungen der Bodenwärme sind deshalb grösser als in der Ebene. Jedoch wechselt der Betrag und die Schwankung der Bodenwärme sehr nach der Exposition. Auf der nördlichen Halbkugel erhalten die Südhänge eine wirksamere Insolation als die übrigen, und zugleich sind die Winde vermöge ihrer Beschaffenheit im allgemeinen ebenfalls in dem Sinne thätig, auf unserer Halbkugel die Südhänge zu erwärmen, die Nordseiten abzukühlen. Im Vergleich zur Ebene sind die Südhänge hinsichtlich der Insolation wesentlich begünstigt, die Nordhänge dagegen sehr im Nachteil. Die intensivere Bestrahlung der grösseren Gebirgshöhen abgerechnet, befindet sich ein Gebirgsland im Ganzen bezüglich des durchschnittlichen Insolationsbetrages pro Einheit der Oberfläche gegen die Ebene insofern im Nachteil, als im Gebirge bei gleicher Grundfläche die gleiche Strahlenmenge sich über eine grössere Oberfläche verteilt. Näheres über den Einfluss der Exposition und Neigung der Berghänge in Cap. VII. 156.

Luftfeuchtigkeit, Bewölkung und Verdunstung in der Höhe. 157.
Die absolute Luftfeuchtigkeit nimmt mit zunehmender Höhe ab, und zwar rascher als der Luftdruck. In 2000 m Seehöhe hat man schon etwa die halbe Wasserdampfmenge der Atmosphäre unter sich, während der Luftdruck sich erst zwischen 5000 und 6000 m bis auf die Hälfte seiner Grösse im Meeresniveau verringert.

Dagegen zeigt die relative Feuchtigkeit keinerlei gesetzmässige Änderung mit der Höhe. In aussertropischen Breiten liegt im Winter gewöhnlich lange Zeit in geringer Höhe eine fast konstant dampfgesättigte Lufschicht, die manchmal auch tage- und wochenlang auf dem Boden selbst aufruht, und deren obere Grenze in der Schweiz zu etwa 1000 m geschätzt wird; im Sommer aber liegt eine solche dampfgesättigte

Schicht in viel grösserer und sehr wechselnder Höhe, und unterhalb ist dann die relative Feuchtigkeit geringer. Auf grösseren Höhen ist deshalb im allgemeinen der jährliche Gang der relativen Feuchtigkeit umgekehrt wie in der Niederung, jene haben das Maximum im Sommer, das Minimum im Winter. Indess wechselt in grösseren Gebirgshöhen die relative Feuchtigkeit sehr rasch und um grosse Beträge, aufsteigende Luftbewegung bringt Wasserdampf herauf und erhöht den Sättigungsgrad, absteigende Bewegung und Windstille bewirkt Trockenheit. Die Bergwände und Gipfel selbst begünstigen vermöge ihrer intensiveren Erkaltung in den Zeiten der fehlenden Insolation die Vermehrung der relativen Feuchtigkeit und Wolkenbildung. Die Region der vorwiegenden Wolkenbedeckung der Berge, oder ihre „Wolkenregion“ liegt jedoch örtlich und zeitlich in verschiedener Höhe je nach der Jahres- und Tageszeit, dem Wetterzustand, den lokalen Verhältnissen etc. In aussertropischen Breiten, besonders in den Alpen ist auf den Höhen der Frühling und Sommer die Zeit der grössten, der Winter die Zeit der geringsten Bewölkung.

Die Verdunstung ist auf den Höhen der Gebirge — bei derselben relativen Feuchtigkeit, Temperatur und Windstärke — viel energischer als in der Niederung, infolge des geringeren Luftdrucks. — Die Luftbewegung ist ungehinderter.

158. **Niederschlag im Gebirge.** Dass und wodurch Gebirge die Entstehung von Niederschlägen begünstigen und dass im Gebirge mehr Regen fällt als im ebenen Lande, davon war schon früher die Rede, ebenso dass die meisten Gebirge eine sogenannte „nasse“ und eine „trockene“ Seite haben. Der Regenfall nimmt mit der Höhe im Gebirge zu, aber nur bis zu einer gewissen Seehöhe, welche lokal und nach den Jahreszeiten verschieden ist; oberhalb dieser Höhe nimmt die Niederschlagsmenge wieder ab. Die Zunahme der Regenmenge und -Häufigkeit erklärt sich aus der uns bereits bekannten Wirkung der Gebirge: sie zwingen allgemeine Luftströmungen zum Aufsteigen und veranlassen bei Windstille lokale aufsteigende Luftbewegung, je höher der mitgenommene Wasserdampf emporgeführt wird, desto vollständiger wird er infolge der Abkühlung beim Emporsteigen kondensiert und ausgeschieden. Die grösste Niederschlagsmenge ist aber im allgemeinen in derjenigen Höhe zu erwarten, in welcher bei dem durchschnittlichen Feuchtigkeitsgehalt der Luft die von den Niederungen aufsteigenden Wasserdämpfe den Taupunkt zu erreichen pflegen, denn dort ist der absolute Dampfgehalt der Luft so gross, dass nach der Erreichung des Taupunktes ein Maximum der Ausscheidung erfolgt. Darüber hinaus nimmt die Niederschlagsmenge, nicht die -Häufigkeit, wieder ab, weil der Wasserdampfgehalt daselbst zu gering wird. Diese Abnahme der Niederschlagsmenge oberhalb einer Maximalzone derselben weisen übrigens nur die höheren Gebirge (z. B. schon die bayrischen Alpen) auf, die deutschen Mittelgebirge sind hierzu nicht hoch genug.

Schneegrenze. Die Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel macht sich besonders auffallend dadurch bemerkbar, dass viele Berggipfel Jahr aus Jahr ein mit Schnee bedeckt bleiben, indem die Sommerwärme dort nicht ausreicht, den in der kälteren Zeit fallenden Schnee vollständig wegzuschmelzen. Die Höhe, oberhalb welcher solchergestalt die nicht zu steilen, dem Schnee überhaupt einen Halt bietenden Abhänge mit „ewigem Schnee" bedeckt bleiben, nennt man die Schneegrenze oder Schneelinie. Man glaubte früher, dieselbe liege stets in derjenigen Höhe, wo die mittlere Jahrestemperatur 0° C ist. Dann müssten aber alle Länder, deren Jahresmittel unter 0° liegt, beständig mit Schnee bedeckt sein, was keineswegs zutrifft. Jakutzk in Sibirien hat z. B. ein Jahresmittel von — $8^1/_4$° C, und trotzdem werden dort noch Cerealien gebaut. Die Schneegrenze ist nicht an eine bestimmte mittlere Jahrestemperatur geknüpft, sondern ihre Höhe hängt in erster Linie ab von der Sommerwärme und von der Menge der Niederschläge. Deshalb sind die Jahrestemperaturen, bei welchen die Schneegrenze angetroffen wird, verschieden, im allgemeinen vom Äquator gegen die Pole hin abnehmend. Die Schneegrenze findet sich in den Anden von Quito unter dem Äquator bei einem Jahresmittel von 1° C, in den Alpen (Mittel- und Westalpen) bei — 2,8°, auf Spitzbergen (Hornsund) bei — 10°, auf Nowaja Semlja bei — 11°. Auch bei einer Jahrestemperatur von — 16° erreicht in Nordsibirien die Schneegrenze noch nicht die Erdoberfläche, und an der Küste von Nordsibirien fand Nordenskjöld Berge von 600 m Höhe im Sommer frei von Schnee. Die Schneegrenze ist bei einer um so niedrigeren Jahrestemperatur anzutreffen, je grösser der Wärmeunterschied zwischen Sommer und Winter und je geringer die Niederschlagsmenge ist; wo dagegen die jährliche Wärmeschwankung gering und die Niederschlagsmenge gross ist, liegt die Schneelinie bei Jahrestemperaturen von über 0°, z. B. am Vulkan Osorno (Südamerika, 41° S. Br.) bei einem Jahresmittel von über 3° C. 159.

Unter und nahe dem Äquator ist die Schneelinie nach unten gut begrenzt, in höheren Breiten dagegen unregelmässig verlaufend und ihre Seehöhe meist schwer zu bestimmen, weil die Exposition, Steilheit der Gehänge und andere lokale Einflüsse vielfach modifizierend einwirken. Daher sind die Angaben über die Höhe der Schneegrenze der Gebirge in höheren Breiten meist nur von ungefährer Richtigkeit.

Zwischen welchen **Seehöhen** die Schneegrenze variiert, ergiebt sich aus den folgenden Beispielen:

	Geogr. Breite	Abhang	Schneegrenze m
Anden von Quito	Äquator	—	4800
Karakorum (Centralasien)	28—36° N.	Nord	5670
"	—	Süd	5970

	Geogr. Breite	Abhang	Schneegrenze m
Alpen	45—48° N.	—	2800[1])
Norwegen	60—61½°	West	1130
"	—	Ost	1400
Nordkap	71°	—	720
Spitzbergen	81°	—	330
Franz-Joseph-Land	81°	—	0
Süd-Georgia	55° S	—	0

Hiernach bewegt sich die Schneelinie zwischen rund 6000 m (Südabhang des Karakorum) und dem Meeresniveau (Franz-Joseph-Land und Süd-Georgia), jedoch ist noch zweifelhaft, ob innerhalb der erreichten Breiten das Herabsinken der Schneelinie bis zum Meeresniveau auch durch längere Beobachtungen dargethan werden würde.

Da die Schneegrenze zunächst von der Sommerwärme abhängt, senkt sie sich (im Ganzen, wenn auch nicht regelmässig), je weiter man sich vom Äquator entfernt, mehr und mehr herab, und liegt bei einer und derselben Breite auf der Sonnenseite höher als auf der Schattenseite, und auf der Landseite höher als auf der Seeseite. Sie steigt aus demselben Grunde in der alten Welt von West nach Ost höher hinauf; dazu kommt in Centralasien noch die Trockenheit des Klimas, und so liegt dort die Schneegrenze höher als selbst am Äquator.

160. **Höhenregionen der Vegetation.** Es leuchtet ein, dass die besprochenen klimatischen Änderungen mit der Höhe auch Änderungen des Vegetationscharakters im Gefolge haben müssen, ähnlich wie solche mit der horizontalen Entfernung vom Äquator verknüpft sind.

Je weniger hoch die Schneegrenze über dem Meeresniveau liegt, desto weniger ändert sich der Vegetationscharakter mit der Erhebung. Während in Lappland nur 2 unterscheidbare Regionen angetroffen werden, nämlich eine Waldregion (mit Fichten, Kiefern, Birken) und eine Alpenregion (Alpenkräuter, Weiden etc.) findet man in den Alpen deren sechs: 1. Region der Ebene (Kultur des Weinstocks), 2. untere Baumregion (Wallnussbaum), 3. Region der Buchenwälder, 4. Region der Nadelhölzer, 5. untere Alpenregion (Alpenrosen), 6. obere Alpenregion (Alpenkräuter).

Die Mannigfaltigkeit ist am grössten in den Tropen. Man findet beim Besteigen eines tropischen Berges von genügender Höhe annähernd dieselben Verschiedenheiten im Vegetationscharakter, welche man bei einer Reise vom Äquator nach dem Pol antrifft. Daher unterscheidet Meyen entsprechend seinen acht Breitenzonen auch acht Höhenzonen oder Regionen von je 600 m Vertikalhöhe, indem er den Abstand zwischen Meeresniveau und Schneegrenze (am Äquator etwa 4800 m) in 8 gleiche Teile teilt.

[1]) *Westalpen* 2660 m, Mittelalpen 2740 m, Tyrol 2860 m, Kärnten 2920 m.

Diese Regionen, deren also jede (nach Meyen) einer seiner acht Breitenzonen entspricht, sind benannt:

1. Region der Palmen und Bananen.
2. „ „ Farrenbäume und Feigen.
3. „ „ Myrthen und Lorbeeren.
4. „ „ immergrünen Laubhölzer.
5. „ „ europäischen Laubhölzer.
6. „ „ Nadelhölzer.
7. „ „ Alpenrosen.
8. „ „ Alpenkräuter.

Darüber der ewige Schnee.

Baumgrenze. Ebensowenig wie die Schneegrenze ist die Baumgrenze an eine bestimmte mittlere Jahrestemperatur gebunden. Sie 161.
liegt unter dem Äquator bei etwa + 12° C mittlerer Jahrestemperatur, in der kalten Zone durchschnittlich etwa bei + 1,5°, in der kalten bei ungefähr — 5°. Die Bäume kommen demnach in höheren Breiten noch bei geringerem Jahresmittel fort, hauptsächlich weil mit zunehmender Breite das Jahresmittel (zufolge der wachsenden Winterkälte) rascher abnimmt als die Sommerwärme. Auch der Abstand der Baumgrenze von der Schneegrenze wird mit der Entfernung vom Äquator im allgemeinen kleiner, indem er am Ätna etwa 1250 m, in den Schweizer Alpen etwa 850 m, in Norwegen (60° Br.) ungefähr 600 m beträgt. Die Baumgrenze senkt sich demnach mit zunehmender Breite langsamer gegen das Meeresniveau herab als es die Schneegrenze thut, ihr Verlauf erscheint somit noch mehr als derjenige der Schneegrenze günstig beeinflusst durch die relativ grosse Sommerwärme, welche den nordischen Gegenden bis in ziemlich hohe Breiten hinauf zukommt.

Vergleichung des Klimas der Höhen mit demjenigen höherer Breiten. 162.
Obwohl die Änderungen des Klimas mit zunehmender Höhe gewisse Analogien mit denjenigen aufweisen, welche man beim Fortschreiten vom Äquator nach dem Pole beobachtet, so muss man sich doch hüten, zu glauben, dass man auf hohen Gebirgen genau die klimatischen und Vegetations-Verhältnisse hoher geographischer Breiten wiederfinde. Vielmehr bestehen wichtige Unterschiede.

Gebirgshöhen in niedrigen und mittleren Breiten haben infolge ihrer dünneren Lufthülle grössere tägliche Extreme in der Erwärmung durch die Sonne und in der nächtlichen Ausstrahlung, als die nordischen Ebenen. Die stärkere Ein- und Ausstrahlung bei dünnerer Lufthülle bewirkt auch, dass die Unterschiede zwischen Sonnen- und Schattentemperaturen auf den Gebirgen viel bedeutender ausfallen als in der Ebene. Ferner hat in einem Gebirge mittlerer Breiten der Sommer mehrstündige

Nacht mit Ausstrahlung oft bis zu Frost; in hohen Breiten giebt es zur Sommerszeit keine Nacht, daher keine eigentliche nächtliche Erkaltung. In unseren Gebirgen existieren ausgedehnte Schattenseiten, die nie von der Sonne beschienen werden und welche die Durchschnittstemperatur des Ganzen herabdrücken, wogegen im hohen Norden die Ebenen im Sommer durchaus, auch Erhöhungen im Laufe eines Sommertages fast ringsum, Besonnung erhalten und eine ziemlich gleichmässige Erwärmung erfahren. In der Polarzone wirkt im Sommer die Insolation hauptsächlich durch ihre lange Dauer, in unseren Gebirgen mehr das steile Einfallen der Strahlen. Die europäischen Gebirge haben im Winter mehr Schnee und in ungleichmässigerer Verteilung als die arktischen Ebenen, und es bleiben auf ersteren bei genügender Höhe, besonders in Hochthälern und Mulden auch über den Sommer Schnee- und Eismassen liegen; in der Polarzone wird bis in höhere Breiten hinauf die Ebene im Sommer schneefrei, aber das Schmelzwasser kann auf der Ebene weder oberflächlich abfliessen noch in den Boden eindringen, weil dieser in einiger Tiefe stets gefroren bleibt.[1])

Der Hauptunterschied wird hiernach darin liegen, dass auf den Gebirgshöhen der mittleren und niedrigen Breiten die täglichen Temperaturschwankungen grösser, die jährlichen geringer[2]) sind, der Winter weniger

[1]) In den höchsten Breiten reicht die Sommerwärme nicht mehr aus, auf ebenen Lagen den Schnee und das Eis abzuschmelzen, wohl aber auf Bodenerhebungen, die von der Sonne unter günstigerem Winkel bestrahlt werden und die zugleich die Möglichkeit des Abflusses der Schmelzwasser, somit eine grössere Trockenheit und Erwärmungsfähigkeit des Bodens gewähren, wogegen auf den ebenen Flächen das Schmelzwasser stagniert und von unten immer wieder gefriert, und die sehr schief einfallenden Sonnenstrahlen von geringer Wirkung sind. Die hochnordischen Ebenen, welche nur die ärmlichste Vegetation zu tragen vermögen, werden Tundren genannt.

[2]) Der jährliche Temperaturgang an zweien der höchsten mit Beobachtungsstationen versehenen Gebirgspunkten unter verschiedenen Breiten ist folgender:

	Alpen Theodulpass	Anden Antisana
Geogr. Breite	45° 56′ N	0° 21′ S
Höhe m	3333	4060
Dezember	—10,0°	6,0°
Januar	—13.9	6,2
Februar	—13,1	5.1
März	—12.5	5,6
April	— 9,0	5,9
Mai	— 5,8	5,5
Juni	— 1,3	4,5
Juli	0,5	3,0
August	1.7	3,0
September	— 2,3	4,0
Oktober	— 5,3	5,0
November	— 8,6	5,5
Jahr	— 6,8	4,9

Die mittlere Jahrestemperatur am Theodulpass ist nahezu derjenigen von.

kalt ist als in der Polarzone, dass die Lichtintensität grösser aber während der Vegetationszeit wechselnder, die Wärmewirkung ungleichmässiger verteilt, die Belichtungsdauer des Sommers geringer ist als in den Polarländern. Dazu kommen Unterschiede in der Verdunstung in der Dauer der Jahreszeiten, in den Feuchtigkeits- und Niederschlagsverhältnissen.

Dass diese Verschiedenheiten nicht ohne Einfluss auf den Vegetationscharakter sein können, leuchtet ein. Als ein an Waldbäumen zu beobachtendes Beispiel hiefür mag angeführt sein, dass die Stieleiche und der Spitzahorn weniger hoch im Gebirge emporsteigen als die Traubeneiche und der Bergahorn, dagegen weiter nach Norden vordringen als diese. Auch nimmt im Gebirge aufwärts die Geschlossenheit der Bestände und der Höhenwuchs rascher ab als beim verhältnismässigen Vordringen nach Norden.

VI. Gebirge; Hügelland; Flachland.

Lokale Modifikatoren des Klimas innerhalb des Gebirges. 163.
Die klimatischen Eigentümlichkeiten der Gebirgshöhen überhaupt — im Vergleich zur Ebene — wurden im vorigen Kapitel besprochen.

Es bringen aber die verschiedenen Gestaltungen als: frei aufragende Gipfel, Kuppen, Plateaux, Thalsenkungen etc. spezifische Wirkungen, namentlich hinsichtlich der Erwärmung, innerhalb des Gesamtgebietes eines Gebirges hervor, die noch eine nähere Betrachtung erfordern.

Da der Boden die Hauptwärmequelle für die ihm benachbarten Luftmassen ist, so ist klar, dass zur Zeit der Insolation (bei Tag und im Sommer) die Luft über einem Hochland oder einer massigen Gebirgskette wärmer ist als die Luft um einen isolierten Berggipfel oder gar in der freien Atmosphäre in gleicher Höhe. Denn die Luft über einem Hochplateau wird durch die Oberfläche des letzteren in ähnlicher Weise erwärmt wie über dem Tiefland; isolierte Gipfel dagegen stellen wegen ihrer beschränkten Ausdehnung eine viel weniger wirksame Wärmequelle für die angrenzenden Luftmassen dar, und überdies verhindert die fast nie fehlende Bewegung der Atmosphäre eine Ansammlung stärker erwärmter Luftschichten um isolierte Bodenerhebungen; der freien Luft

---

Omenak an der Westküste Grönlands (unter 70° 51′ n. Br.) gleich, aber hier hat der kälteste Monat eine Mitteltemperatur von — 21°, der wärmste eine solche von 6,7°, was eine Schwankung von 27,7° ergiebt, während diese am Theodulpass nur 15,6° beträgt. Antisana in den Anden hat dieselbe Jahrestemperatur wie Westerås an der schwedischen Küste unter 59° 37′ N. Br., aber an dem letzteren Orte hat der kälteste Monat eine Mitteltemperatur von — 4,6°, der wärmste eine solche von 16,3, die Differenz beträgt 20,9°, in Antisana nur 3,2°.

endlich stehen solche unmittelbar wirkende Heizflächen überhaupt nicht zu Gebote.

Bei Nacht aber und im Winter erkaltet der Boden stärker als die Luft durch Wärmeausstrahlung, der Boden entzieht den nächsten Luftschichten Wärme, daher ist zu dieser Zeit die Luft über Hochebenen kälter als über Berggipfeln oder in der freien Atmosphäre in gleicher Höhe.

Die klimatischen Unterschiede, welche man innerhalb des Gesamtgebietes eines Gebirges antrifft, gestalten sich aber dadurch noch mannigfaltiger, dass, wie aus dem weiterhin Folgenden ersichtlich werden wird, die Thalsenkungen wiederum besondere Eigentümlichkeiten aufweisen resp. hervorrufen.

164. **Eigentümlichkeiten der Plateaux.** Plateau-Lagen bedingen eine starke Abkühlung durch Ausstrahlung bei Nacht und im Winter und eine sehr wirksame Erwärmung der Luft bei Tag und im Sommer. Erwärmung wie Erkaltung, besonders die erstere, ist grösser als bei freien Gipfeln, die Extreme liegen weiter auseinander, im Jahresdurchschnitt pflegen Plateau-Lagen etwas weniger kalt zu sein als Gipfellagen und Gehänge gleicher Höhe, namentlich auch weil sie gewöhnlich im Sommer weniger, im Winter mehr Bewölkung haben als diese.

Verglichen mit dem Tieflande haben die Hochebenen allgemein eine grössere tägliche Temperaturschwankung, die im Sommer ihren grössten Betrag aufweist und durch die starke nächtliche Erkaltung bedingt ist, während die jährliche von der in den Niederungen nicht beträchtlich differiert, bei einigen etwas grösser, bei anderen kleiner ist als in der Ebene. Das Jahresmittel ist niedriger als im Tieflande.

165. **Freie Gipfel.** Freie Gipfel haben, wie die Hochebenen, starke Ausstrahlung, da diese unter sonst gleichen Verhältnissen mit abnehmender Dichtigkeit der Luft, also mit der Höhe, zunimmt. Sie tragen deshalb zur nächtlichen und winterlichen Erkaltung der sie umgebenden Luftschichten bei, erhöhen aber viel weniger deren Erwärmung bei Sonnenschein und im Sommer, teils wegen der reichlichen Bewölkung, teils wegen der Winde, welche es nicht leicht zu einer bedeutenderen Erwärmung der Luft an den Gipfeln und oberen Hängen kommen lassen. Die tägliche und die jährliche Temperaturschwankung ist kleiner als auf Hochebenen, kleiner als im Tiefland, das Jahresmittel niedriger als in Plateaulagen gleicher Höhe, niedriger als in der Tiefebene. Schneelager und Gletscher, welche den Sommer überdauern, bilden anhaltende Kältequellen für ihre Umgebung.

166. **Bergabhänge und Hügelkuppen.** Bergabhänge und Hügelkuppen haben — entgegen dem allgemeinen Gesetz der Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe — geringere Nachtkälte als die Thalsohlen, besonders

während stärkerer Kälteperioden des Winters, wo die ersteren meist auch tagsüber wärmer sind. Dies hat seine Ursache darin, dass durch die grössere Ruhe der Luft in den Thälern die Ausstrahlung daselbst gefördert wird, und besonders, dass die Luft, die in der Umgebung der höheren Aufragungen erkaltet ist, sich in die Thäler und Vertiefungen herabsenkt, gleichsam in die letzteren abfliesst. Dadurch erhalten die Abhänge und Hügelkuppen Luft aus grösseren Höhen, welche an sich wärmer ist als die durch Berührung mit festem Boden erkaltete Luft, und sich überdies beim Herabsenken erwärmt. Daher kommt es, dass Berghöhen zuweilen längere Zeit hindurch mitten im Winter eine auffallend milde Temperatur (neben grosser Trockenheit) haben, während in den Thälern starker Frost herrscht.

Empfindlichere Nutzpflanzen sind deshalb gegen die Polargrenzen ihres Verbreitungsgebietes an den Hängen sicherer vor dem Erfrieren als in den Mulden und Thalsohlen. Aus demselben Grunde sieht man in den Alpen so viele Gehöfte und Dörfer auf Gehängen erbaut anstatt auf der bequemeren Thalsohle.

Thäler. Die Thäler, in denen sich zur Nachtzeit und im Winter 167.
die schwere, von den Höhen nach unten abfliessende Luft ansammelt, haben dadurch oft bedeutendere und anhaltendere Kälteperioden als gleichhoch oder höher gelegene Hänge und Gipfel, welche oft schon oder noch Sonne haben, während die Thäler von dicken Nebeln bedeckt sind, und welchen auch der Vortheil einbrechender warmer Luftströmungen häufig früher und in ergiebigerem Masse als den Thälern zu Theil wird. Ob dagegen bei Tag und im Sommer die Erwärmung in den Thälern diejenige an den Gehängen übertrifft oder nicht, das hängt von der Lage und Exposition ab; Thäler, welche offen und der Insolation sehr zugänglich sind, werden bei Sonnenschein eine höhere Lufttemperatur haben als Schattengehänge in ungefähr gleicher Seehöhe, sie werden hierin aber sonnseitigen Gehängen gleicher Seehöhe durchschnittlich nachstehen, und dies umsomehr, je weniger das Thal der Besonnung offen steht, je wasserreicher es ist und je günstiger andererseits die Gehänge (vermöge ihrer Exposition und Neigung) für die Insolation liegen. (Über den Einfluss der Neigung und Exposition auf die Erwärmung der Berghänge siehe Kap. VII.)

Hochthäler; weite und enge Thäler. In den Hochthälern ist die tägliche und jährliche Wärmeschwankung grösser als auf Gipfeln (und Gehängen) bei gleicher Höhe, grösser auch als in der Ebene, und zwar übertrifft die tägliche beträchtlich, die jährliche nur unbedeutend diejenige der Ebene.

Im übrigen bestehen wesentliche Unterschiede zwischen weiten und engen Thälern.

Die weiten Thäler, welche zum grössten Teil besonnt werden, sind klimatisch wenig von der Ebene verschieden und neigen wie diese zu grossen Temperaturextremen, welche Neigung erhöht wird durch etwaige Reflexion der Strahlen an besonnten Gehängen sowie andererseits durch das Herabfliessen kalter Luft vom höheren Gebirge zur Nachtzeit und im Winter. Da der letztere Vorgang am Schattengehänge auch gleichzeitig mit dem ersteren stattfinden kann, entsteht eine grössere Mannigfaltigkeit der gleichzeitig möglichen Temperaturen als in der Ebene.

Bei den engen Thälern und Schluchten wirken der den Thälern eigenen Neigung zu grösseren Temperaturextremen andere Umstände entgegen. Sie haben weniger Sonne, daher geringere Tageserwärmung als die weiten Thäler und Ebenen, dafür auch geringere Abkühlung durch nächtliche Ausstrahlung, weil die genäherten Thalseiten den Wärmeverlust verzögern, indem die Ausstrahlung der einen Seite teilweise vom jenseitigen Gehänge aufgefangen wird. Sind sie, was meist der Fall, wasserreich (durch Gehänge- und Sohlenwässer), bebuscht oder bewaldet, so wird dadurch die relative Luftfeuchtigkeit erhöht, und Kondensation häufig, was ebenfalls auf Verminderung der Temperaturextreme hinwirkt. Selbstverständlich ist dieser Einfluss des Wasserreichtums und der Bodenbedeckung nicht auf die engen Thäler allein beschränkt, aber er kommt in diesen besonders zur Geltung, weil ihre Gestaltung in demselben Sinne wirkt. Die Wärmeschwankung in engen Thälern ist also geringer als in weiten Thälern und an sonnseitigen Gehängen, im Ganzen sind sie kühl und feucht.

Bedeutung der Gebirgsthäler für das Klima des Gebirges im Ganzen. Für das Gebirge als Ganzes haben die darin liegenden Thäler im allgemeinen die Bedeutung, dass sie die Luftfeuchtigkeit erhöhen, dadurch der Wolkenbildung Vorschub leisten und somit indirekt auf Abschwächung der Temperaturextreme des Gebirges hinwirken, da vermehrte Feuchtigkeit und Bewölkung sowohl die Erkaltung wie die Erwärmung mässigt. In demselben Sinne wirken Wälder und Gewässer der Gehänge und Thäler.

168. **Die deutschen Waldgebirge.** Was speziell die deutschen Waldgebirge betrifft, so haben dieselben im allgemeinen beträchtliche relative Feuchtigkeit, reichliche Niederschläge; Gehänge, Gipfel und Kuppen haben geringere Temperaturextreme als die Ebene, daher auch, und weil die Vegetation später beginnt, seltener Frostschaden, was indess von Plateaux und Einsenkungen weniger gilt. Die Hänge haben häufiger Schäden durch Rauhfrost und Schneefall, besonders in der Nachbarschaft wasserreicher Niederungen, während auf Gipfeln und Kämmen, namentlich wo die Fichte vorwaltet, Sturmschäden nicht selten sind. Man findet dementsprechend die Waldbestände in den unteren Partien der Gebirge

in der Regel mannigfaltiger und vollkommener, weiter aufwärts gegen die obere Grenze lückiger und mangelhafter, einförmiger, seltener Samen tragend, die Sonnenseite wird bevorzugt, der Wuchs in die Höhe lässt nach und geht zuletzt in einen strauchartigen über. In grösseren Höhen hört die Bewaldbarkeit meist ganz auf, hauptsächlich infolge der heftigen und kalten Winde (Brocken, Riesenkoppe).

Hügelland. Im Hügelland findet man infolge der verschiedenen **169.**
Neigung und Exposition der Hügelseiten eine grosse Abwechslung der gleichzeitigen Temperaturen auch an ganz nahe liegenden Punkten, wodurch mannigfache lokale Luftströmungen veranlasst werden, welche die Unterschiede in Temperatur und Feuchtigkeit der Luft benachbarter Örtlichkeiten auszugleichen streben. Dem Hügelland ist deshalb ein häufiger, jedoch nicht grosser Wechsel der Temperatur- und Feuchtigkeitszustände der Luft eigen unter Vermeidung sehr grosser Extreme derselben. Es ist im allgemeinen milder, zu den Zeiten der Besonnung und im Durchschnitt wärmer als das Gebirge wegen der geringeren Erhebung; die Vegetation erwacht zeitiger im Frühjahr, wird deshalb aber auch häufiger von Spätfrösten betroffen. Die relative Feuchtigkeit und die Niederschlagsmengen sind durchschnittlich kleiner als im Gebirge, Schäden durch Stürme, Rauhfrost, Schnee seltener. In den Thälern und Vertiefungen, die dem Luftzug zu wenig zugänglich sind und deshalb grössere Kälteextreme haben als die Kuppen und Hügelseiten, treten leichter Frostschäden auf als auf diesen und in den stärker abfallenden Gebirgsthälern. Die Höhen tragen deshalb im Hügelland häufig besseren Holzwuchs als die tieferen Partien.

Flachland. In der Ebene ist das Jahresmittel der Lufttemperatur **170.**
naturgemäss überall höher als dieses auf Bergen derselben geogr. Breite und Länge sein würde. Dagegen hat die Ebene eine Neigung zu bedeutenden Extremen der Temperatur, weil die Besonnung und Erwärmung, ebenso die Ausstrahlung und Erkaltung, auf grossen Flächen gleichmässig erfolgt, und nicht wie im Hügelland gleichzeitig nahe beisammen verschiedene Temperaturen bestehen, welche dort (herrührend von der verschiedenen Exposition und Neigung der Hügelseiten) Ausgleichsströmungen zur Folge haben und einer sehr starken Erwärmung ebenso wie einer starken Erkaltung entgegenwirken. Namentlich gross fallen die Wärmeschwankungen (täglich und jährlich) aus auf vegetationsleeren, wasserarmen Ebenen und wo der Sandboden vorwaltet, teils wegen der direkten starken Erwärmung und Erkaltung solcher Flächen, teils weil die starke Erwärmung der Luft während der Insolation und ihre Trockenheit der Bildung einer die Bestrahlung mildernden Wolkendecke hinderlich ist, und weil andererseits die nächtliche Erkaltung wegen der Lufttrockenheit

auch nicht leicht zur Entstehung einer die Ausstrahlung verringernden Nebelschicht führt, wie dies in der wasserreicheren, mit Vegetation bedeckten Ebene wohl der Fall ist. Obwohl hiernach die Temperaturextreme bedeutend werden können, wechseln sie doch ebenso wie die Feuchtigkeitszustände der Luft nicht rasch, so lange nicht allgemeine Luftströmungen einen raschen Umschwung herbeiführen, weil Besonnung, Erwärmung, Verdampfung, Abkühlung u. s. w. in ausgedehnten Horizontalschichten sehr gleichmässig stattfindet, und keine horizontalen lokalen Strömungen hervorgerufen werden (überall gleiche Beschaffenheit der Ebene vorausgesetzt).

Wo die Ebene durch Gebirge begrenzt wird, hat sie durch dieses in der Nähe desselben raschere und häufigere Wechsel der Witterung, unter Umständen aber auch Schutz gegen rauhe Winde. (§ 134).

Besonders zu erwähnen sind noch die Stromebenen, welche gewöhnlich von Bergzügen eingefasst sind. Sofern jene hierdurch Schutz gegen rauhe Winde haben, weisen sie ein milderes Klima auf als die freie Ebene ebendort haben würde, und frühen Beginn der Vegetation. Aber sie haben infolge des letzteren Umstandes und wegen des öfteren Stagnierens der von den Anhöhen sich herabsenkenden kälteren Luft häufiger schädliche Spätfröste. Ihr Wasserreichtum begünstigt Nebelbildung.

VII. Spezielle Ortslage.

171. **Hoch- und Tieflagen.** Berghöhen, die ihre Umgebung überragen, so dass sie keinen Schutz gegen die in der Höhe stärker als in der Ebene wehenden Winde haben, sind aus ebendiesem Grunde weniger günstige forstliche Standorte als die „geschützten Hochlagen“, die durch ihre Nachbarschaft überragt und gegen heftige Winde mehr oder weniger geschützt sind. Bei Hochplateaux kommt noch der Nachteil hinzu, dass sie wegen ihrer grösseren Temperaturextreme leichter Spätfröste haben, als Gipfellagen und Gehänge. In Bezug auf die Spätfröste bieten sowohl Gipfel wie Gehänge günstigere forstliche Standorte als Niederungen, weil die Temperaturextreme geringer sind, und infolge der grösseren Elevation die Vegetation später beginnt.

Tieflagen und zuglose Winkelthäler, muldenförmige Thäler des Hügellandes und dergleichen Örtlichkeiten, wo die Luft leicht stagniert, und welche deshalb leicht an Frostschäden oder auch an Nässe leiden, bieten weit weniger günstige Standortsverhältnisse.

Dagegen ist in Thälern, die hinlänglich offen, mehr gerade als winklig und stärker abfallend sind, daher besseren Luftwechsel und selten Frostschäden haben, der Holzwuchs der Thalränder in der Regel sehr gesund.

Bergseiten. Gegen Winde giebt jeder Berg je dreien seiner Seiten durch sich selbst mehr oder weniger Schutz. Am stärksten ist der Wind an den Kanten der jeweiligen Windseite, weil dort die Bewegung ungehindert ist, während diese auf der Windseite selbst durch Stauung, Rückprall und Aufsteigen der Luft gemässigt wird. 172.

Niedrige Bergseiten pflegen nach unten hin, wo das Gehängeklima in dasjenige der Thäler übergeht, schlechteren Holzwuchs zu tragen als höher oben; hohe Bergseiten aber werden meist wiederum nach oben hin ungünstiger wegen der geringeren Wärme, des stärkeren Windes, des Rauhfrostes und Schnees.

Je nach der Exposition und Abdachung zeigen sich beträchtliche Verschiedenheiten.

Bei **schattenseitigen Gehängen** nimmt die Erwärmung wie auch die nächtliche Abkühlung mit zunehmendem Neigungswinkel ab; dieselben sind gleichmässig kühl.

Sonnenseitige Gehänge. Bei sonnseitigen Gehängen nimmt im allgemeinen die Intensität der Erwärmung bei Tage desto mehr zu, je mehr sich der Neigungswinkel einem solchen nähert, bei welchem die mittlere Richtung der Sonnenstrahlen senkrecht zur Gehängefläche ist. Ist die Neigung grösser, so wird die Erwärmung bei Tage wiederum geringer. Die Ausstrahlung aber ist um so grösser, je mehr die ausstrahlende Fläche sich der horizontalen nähert. Demnach werden Gehänge, welche stärker geneigt sind, als zum senkrechten Auftreffen der mittleren Strahlenrichtung erforderlich, unter sonst gleichen Umständen geringere Temperaturschwankungen aufweisen und durchschnittlich etwas wärmer sein als solche, die um ebensoviel zu schwach geneigt sind, denn beide werden gleich wirksam von den Sonnenstrahlen getroffen, aber die ersteren erkalten über Nacht weniger. Gehänge, deren Neigung gerade die Mitte hält, die also senkrecht zur mittleren Strahlenrichtung sind, werden stärker als alle anderen erwärmt, das Tagesmittel muss höher als bei jenen sein, und die tägliche Schwankung grösser als bei den stark geneigten Hängen.

Eine Bestätigung dessen haben Wollny's Beobachtungen (München) an verschieden stark geneigten Bodenflächen südlicher Exposition geliefert. Die Temperaturen wurden 15 cm unter der Bodenoberfläche gemessen. Die Neigungswinkel waren 0°, 16°, 32°, 48°. Die annähernd senkrecht zur mittleren Richtung der Sonnenstrahlen stehende Fläche war die von 32° Neigung; sie war wärmer als die übrigen und hatte grössere Tagesschwankungen als die von 48° (häufig auch grössere als die von 16°, wegen der grösseren Tageserwärmung). Die Fläche von 48° Neigung hatte grössere Mittelwärme und geringere Schwankung als die von 16°, weil die Nachttemperatur höher blieb, während die Tageserwärmung beiläufig gleich war.

Einfluss der Exposition auf die Bodentemperatur. Betreffs des Einflusses der Exposition auf die Temperatur der Bergseiten haben die bezüglichen Beobachtungen Wollny's an künstlichen vierseitigen Erdpyramiden, deren Temperaturen fortlaufend alle 2 Stunden in 15 cm Tiefe gemessen wurden, ergeben, dass der südliche Hang am wärmsten ist, dass dann die Ost- und die Westseiten folgen, und die Nordhänge am kältesten sind, dass die Temperaturunterschiede zwischen Nord- und Südhängen bedeutend grösser als die zwischen Ost- und Westseiten und zur Zeit des täglichen Temperaturmaximums am grössten, zur Zeit des Minimums am kleinsten sind, und dass die südlichen Expositionen die grössten täglichen Schwankungen aufweisen.

Dreijährige Beobachtungen von Kerner zu Innsbruck, an einem kegelförmigen diluvialen Sandhügel in nahezu 3 Fuss Bodentiefe angestellt, ergaben die grösste Bodenwärme im Jahresdurchschnitt auf der Südwestseite, eine fast ebenso grosse auf der Süd- und der Südostseite, die übrigen Expositionen ordneten sich nach abnehmender Wärme wie folgt: W, E, NE, NW, N. (Der Unterschied zwischen SW und N betrug 3,3°.) Im Sommer ist dort die Südostseite die wärmste; ob dies allgemeinere Gültigkeit hat oder nur durch lokale Verhältnisse bedingt ist (Vorherrschen trockener östlicher Winde), ist noch nicht festgestellt.

Temperaturverhältnisse des Bodens bei verschiedener Neigung und Exposition. Die Temperaturmessungen Wollny's bei verschiedener Exposition und verschiedener Neigung der Flächen gegen den Horizont (15° und 30°) zeigten, dass die Südhänge um so wärmer, die Nordhänge um so kälter sind, je grösser die Neigung des Terrains gegen den Horizont ist (so lange die Neigung der ersteren nicht grösser ist, als dass dieselben von der mittleren Strahlenrichtung senkrecht getroffen werden), und dass der Einfluss der Neigung auf die Erwärmung der Ost- und Westseiten viel geringer ist. Ferner ist diesen Beobachtungen zu entnehmen, dass die Temperaturunterschiede zwischen Süd- und Nordhängen mit der Neigung der Flächen (wenigstens bis zu der eben bezeichneten Grenze) zunehmen, wogegen die Unterschiede zwischen Ost- und Westseiten durch den Böschungswinkel nur wenig beeinflusst werden, und die Westseite bei flacher Lage (15°) meist ein wenig wärmer, bei steiler Lage (30°) etwas kälter ist als die Ostseite, endlich, dass die Temperaturschwankungen in den Nordhängen kleiner, in den Südhängen grösser werden, wenn die Neigung zunimmt, während auch in dieser Hinsicht die Ost- und Westhänge nur wenig durch die Grösse der Neigung beeinflusst werden, erstere nach Art der Südhänge, letztere wie Nordhänge sich verhalten.

Die Bodenfeuchtigkeit bei verschiedener Neigung und Exposition. Was die relative Grösse der Bodenfeuchtigkeit bei verschiedener Exposition und verschiedenem Neigungswinkel (15° und 30°) betrifft, so hat Wollny ermittelt, dass die nördlichen Seiten am feuchtesten sind, dass dann die Westseite, hierauf die Ostseite folgt, während die Südseite am trockensten

ist, und dass der Boden der Gehänge um so feuchter ist, je geringer unter sonst gleichen Umständen die Neigung desselben, denn desto schwächer ist der oberflächliche Abfluss der Niederschlagswasser. Zur vorstehenden Reihenfolge der Himmelsgegenden ist indes zu bemerken, das Wollny mit künstlichen Erdpyramiden von 4 qm Grundfläche operierte, die auf dem Untergrunde des Ackerbodens aufsassen, dass deshalb der Wind, dem hier nur minimale Flächen geboten waren, nicht wohl im Stande war, einen derart modifizirenden Einfluss, wie er ihn in bezug auf die Feuchtigkeitsverhältnisse der Bergseiten im grossen auszuüben vermag, zu bethätigen. Es ist bekannt, dass die Winde verschiedener Herkunft sich u. a. im Feuchtigkeitsgehalt wesentlich unterscheiden, dass in unseren Gegenden der Ostwind gewöhnlich der trockenste, der Südwestwind der dampfreichste ist; daher muss unter sonst gleichen Umständen bei Ostwind eine lebhaftere Verdunstung eintreten. Der Ostwind wirkt vor den übrigen austrocknend, und diese Wirkung wird derselbe vornehmlich auf der von ihm direkt getroffenen Seite eines Berges, der Ostseite, ausüben. Erwägt man noch, dass die Ostseiten bei uns im allgemeinen geringere Regenmengen erhalten, so wird es leicht verständlich, dass in Wirklichkeit die Osthänge der Berge Mitteleuropas häufig auch trockener sind als die Südseiten, obwohl diese samt den Südwestseiten die stärkste Erwärmung haben.

Kurze Charakterisierung der verschiedenen Bergseiten. Nach 173.
Vorstehendem und durch einige anderweitige, namentlich in forstlicher Hinsicht beachtenswerte Momente charakterisieren sich die verschiedenen Bergseiten etwa wie folgt.

Die Ost- und Südostseiten sind zwar nicht die wärmsten aber häufig die trockensten, da sie von den bei uns trockensten Winden bestrichen werden und gegen die bei uns feuchtesten Winde sowie gegen den Anfall von Westregen geschützt sind. Die Ostseiten werden weniger von Stürmen heimgesucht als die Westseiten, aber häufig von Duft- und Schneebruch. Wo durch vorliegende Höhen die scharfen Ostwinde gemässigt werden, findet man in den Ostlagen in der Regel guten Holzwuchs.

Die Südseiten sind wärmer und ziemlich trocken, daher zeigen sie im Hügelland (wegen der geringeren Feuchtigkeit) im allgemeinen eine geringere Güte als im höheren, rauheren Gebirge, wo die grössere Wärme dieser Seite vorzugsweise ausschlaggebend ist. Die Südseiten haben frühere Schneeschmelze und früheres Erwachen der Vegetation als die übrigen Bergseiten.

Die Südwestseiten sind meistens etwas wärmer als die Südseiten, weil sie bis zum Nachmittag, also länger als diese, Zeit haben, sich durch Verdunstung von nächtlicher Tau- oder Regennässe zu befreien, und die Sonne, wenn sie endlich dorthin kommt, auf der länger vorgewärmten und abgetrockneten Fläche mehr Wirkung hervorbringt als selbst auf der Mittagsseite.

Die Südwest- und Westseiten werden von den heftigsten und den Waldungen schädlichsten Winden, welche bei uns zu allen Jahreszeiten vorherrschen, getroffen. Die schädliche Wirkung dieser Winde beruht zunächst auf ihrer oft grossen Heftigkeit, welche schlechten Wuchs und häufig Sturmbruch verursacht; dazu kommt, dass häufige und rasche Wechsel eintreten zwischen reichlicher Befeuchtung durch Westregen und Wiederaustrocknung des Bodens und der Bodendecke durch Sonne und Wind unter teilweiser Verwehung der Streudecke, wodurch der Boden im allgemeinen nachteilig beeinflusst wird. Man bezeichnet die Exposition zwischen W und SW als die Wetterseite, die sich meist durch dürftigeren Holzwuchs, Heidevegetation und Verarmung des Bodens kenntlich macht.

Günstiger sind die Nordwestseiten, an welchen jene Übelstände weit weniger auftreten, und welche von den bei uns vorherrschenden Winden mehr seitlich, von der Sonne nur Abends und ebenfalls nur seitlich, getroffen werden.

Den Nordseiten der Berge kommt das geringste Mass von Wärme und Belichtung zu (letzteres besonders gegen den Fuss hin). Dagegen haben sie die grösste Feuchtigkeit. Im Hügellande, wo die Wärmeunterschiede überhaupt kleiner sind, gehören die oberen Partien der Nordseiten mit zu den besseren Lagen, im Gebirge aber sind dieselben meist zu kalt, auch haben sie öfters Sturmschäden, der Waldbestand pflegt hier dünn und schadhaft zu sein.

Die Nordostseiten sind in der Regel, da sie Morgens etwas Sonne haben und weniger kalt sind, merklich besser als die Nordseiten, wenigstens wo sie durch vorliegende Höhen gegen die scharfen Nordostwinde einigermassen geschützt sind, und andererseits die Lage nicht zu verschlossen ist.

VIII. Land- und Seeklima.

174. **Ursachen des Unterschiedes.** Der Unterschied zwischen Land- und Seeklima oder Binnenland- und Küstenklima ist bedingt durch die bereits früher erörterten Unterschiede zwischen Festland und Meer in ihrem thermischen Verhalten. Das Wasser bedarf zu gleicher Temperaturerhöhung einer grösseren Wärmezufuhr als das feste Land, es erhält aber bei gleicher Bestrahlung weniger, weil ein Teil der Sonnenstrahlung reflektiert wird, und weil die reichlichere und stärkere Trübung der Atmosphäre über dem Meere die Strahlenwirkung auf das letztere schwächt. Dazu kommt der Wärmeverbrauch zur Verdunstung, sowie endlich der Umstand, dass das Wasser bis auf grössere Tiefen durchstrahlt wird, während beim festen Land die zugestrahlte Wärme in der obersten Schicht konzentriert wird und nur sehr langsam durch Leitung in die inneren

Schichten eindringt. Alles wirkt dahin zusammen, dass die Wasseroberfläche sich bei der Bestrahlung weniger stark erwärmt als die Oberfläche des festen Landes, und dass mithin auch die Luft über dem Meere durch dessen Oberfläche eine geringere Erwärmung erfährt als die Luft über dem Lande durch dessen stärker erhitzte Oberfläche. In den Zeiten, wo die Ausstrahlung überwiegt (Nachts und im Winter), erkaltet dagegen das Wasser und die Luft über demselben viel weniger als das Festland und die Luft über diesem, weil das Wasser bei gleicher Wärmeabgabe eine geringere Temperaturerniedrigung erleidet, sodann weil die vom Wasser ausgestrahlte Wärme von der darüber befindlichen feuchten Luft mehr zurückgehalten wird als dies durch die trockenere Landluft geschieht, ferner weil bei der über dem Wasser häufigeren Nebel- und Wolkenbildung Wärme frei wird, und der entstandene Wolkenschirm wiederum die Ausstrahlung vermindert, endlich weil die an der Oberfläche abgekühlten Wasserteilchen hinabsinken, und aufsteigende wärmere an ihre Stelle treten.

Die Eigentümlichkeiten des Seeklimas. Die Eigentümlichkeiten 175.
des Seeklimas, an welchem Inseln und Küsten teilnehmen, und welches sich mehr oder weniger weit landeinwärts erstrecken kann, bestehen etwa in Folgendem. Die Temperatur ist gleichmässiger, die jährliche ebenso wie die (in mittleren und höheren Breiten kleinere) tägliche Schwankung ist auf der See kleiner als im Binnenland, landeinwärts nehmen beide Schwankungen zu. Die Temperatur steigt langsamer im Frühjahr, und nimmt im Herbst langsamer ab als im Binnenland, das Seeklima wird durch milde Winter und kühle Sommer, das Kontinentalklima durch kalte Winter und warme Sommer charakterisiert. Ferner bietet das Seeklima gleichmässigere und höhere Luftfeuchtigkeit und mehr Bewölkung als das trockene Binnenland.

Die Jahresmittel der Temperatur sind an Orten mit Seeklima unter mittleren und höheren Breiten grösser als im Binnenland infolge der geringeren Erkaltung der Wasseroberflächen im Winter, unter niedrigen Breiten haben dagegen die Landflächen höhere Jahresmittel, weil dort die stärkere Erwärmung des festen Landes ausschlaggebend ist. Die Grenze liegt in der Gegend des 40. Breitegrades; dort ist über Land- und Meeresflächen die mittlere Jahrestemperatur ungefähr gleich.

Bezeichnet man mit Supan[1]) ein Klima mit einer mittleren Jahresschwankung bis höchstens 15° als Seeklima (bezw. Äquatorialklima), ein solches von 15 bis 20° Jahresschwankung als Übergangsklima, von 20 bis 40° als Landklima, von über 40° als excessives Landklima, so ist das Seeklima auf unserer Halbkugel nördlich vom 30. Breitegrad auf die Westküsten beschränkt, während die Ostküsten wegen ihrer grösseren Winterkälte die Jahresschwankung des Landklimas aufweisen.

---

[1]) Supan, physische Erdkunde, 1884.

IX. Regenverhältnisse. Regenzonen.

176. Niederschläge zwischen den Wendekreisen.

a) **Äquatoriale Zone der fast täglichen Niederschläge.** Nahe dem Äquator, wo die Sonne das ganze Jahr hindurch eine nur wenig variierende, im ganzen sehr mächtige Wirkung ausübt, und wo mehr als zwei drittel des Erdumfanges von ozeanischen Gewässern bedeckt sind, steigt täglich mit der emporgehobenen Luft auch viel Wasserdampf auf; in der Höhe werden grosse Mengen desselben kondensiert und fallen in fast täglichen, heftigen, von Gewittern begleiteten Regengüssen, meist des Nachmittags, wieder nieder. Abends, Nachts und Morgens ist der Himmel gewöhnlich ganz klar. Am stärksten ist Verdampfung und Niederschlag zu den Zeiten des Zenithstandes der Sonne, im März und September, am schwächsten zur Zeit der Solstitien.

b) **Regenzeiten der Tropenzone.** Nördlich und südlich schliesst sich an diesen äquatorialen Gürtel je ein anderer an (etwa vom 5. bis 15° Breite), über welchem die Sonne wie über dem Äquator jährlich zweimal senkrecht steht, in welchem aber die zwischen den Zenithständen liegenden Zeitabschnitte ungleiche Länge haben, da die Sonne das eine Mal weiter, das andere Mal weniger weit als am Äquator der Fall, sich vom Zenithstand entfernt. Daher ist auch die Sonnenwirkung schon ungleicher über das Jahr verteilt und somit auch der Niederschlag. Zu den Zeiten der beiden Zenithstände der Sonne fallen die stärksten Niederschläge, in der kurzen, sommerlichen Zwischenzeit lassen dieselben etwas nach, in der längeren, winterlichen Zwischenzeit herrscht Trockenheit. Diese letztere ist die Folge des beständigen Wehens des Passates, der aus kühleren in wärmere Gegenden zieht und daher keine Niederschläge liefert, so lange er zu keinerlei aufsteigender Bewegung veranlasst wird. In den Zeiten der Zenithstände wird der Passat mehr und mehr unterdrückt durch die zunehmende aufsteigende Luftbewegung, die schliesslich fast so stark wird wie am Äquator in den Tag- und Nachtgleichen, und es treten die gewaltigen Tropenregen ein, hauptsächlich (nicht überall) Nachmittags, und begleitet von Gewittern. Die im Übrigen konstante östliche Luftbewegung verschafft den Ostseiten der Gebirge erheblich mehr Regen als den leewärts liegenden Westseiten. Nicht überall jedoch bildet sich die grosse Zwischenzeit zwischen zwei Zenithständen der Sonne zur Trockenzeit aus, denn auch der Passat vermag da, wo er vom Meere gegen das Land weht, wodurch er an Geschwindigkeit verliert und zum Ansteigen veranlasst wird, Regen zu liefern, besonders wenn er an Gebirge anprallt. Eine andere Ausnahme zeigen die indischen Monsungebiete; dort ist zwar die Zeit des Nordostmonsuns oder Nordostpassats (der Winter) die Trockenperiode, im Sommer aber wird durch das über dem erwärmten Land erfolgende Aufsteigen des feuchten Südwestmonsuns die

doppelte Regenzeit zu einer anhaltenden Regenperiode. Überhaupt sind doppelte Regenzeiten nicht in allen den Tropengegenden anzutreffen, in welchen solche ihrer geographischen Breite gemäss zu erwarten wären, vielfach wird dies durch örtliche Ursachen verhindert. Am ausgeprägtesten zeigen sich die doppelten Regenzeiten im tropischen Süd- und Mittelamerika. Die mit der Regenzeit eintretende starke Bewölkung vermindert meist die Wärme mehr als der niedrigere Sonnenstand in der Trockenzeit, und in manchen Tropenländern wird deshalb die Regenzeit, obwohl es die Zeit des höchsten Sonnenstandes, also Sommer ist, Winter genannt.

Näher gegen die Wendekreise hin rücken die beiden Zenithstände der Sonne mehr und mehr zusammen, wodurch eine einfache meist kurze aber energische Regenzeit entsteht, während die übrige Zeit trocken ist, soweit nicht der dann sehr beständig wehende Passat durch örtliche Verhältnisse wie oben angedeutet zum Regenwind wird. Im Innern der Kontinente dauert in den vom Äquator entfernteren Gegenden die Trockenzeit 9—10 Monate und darüber.

Im ganzen sind die Regenverhältnisse unter den Tropen kaum weniger mannigfaltig als unter höheren Breiten.

Die jährlichen Regenmengen sind in den Tropen im allgemeinen sehr gross, z. B. fällt in Bombay 199, in Sierra Leone 218, auf St. Domingo 272 cm Regen jährlich. Diese Quantitäten erklären sich bei der kurzen Niederschlagsdauer nur durch die grosse Heftigkeit der Regengüsse. Z. B. fiel in Cayenne innerhalb 10 Stunden 27 cm Regen.

Das subtropische Regengebiet, Zone der Winterregen. Ausserhalb der Tropen folgt weiterhin in der alten Welt ein Gebiet, welches das Mittelmeerbecken und die sämtlichen dasselbe umsäumenden Länder umfassend nördlich in Italien bis gegen den Fuss der Alpen reicht, östlich mit Arabien (nördlich von 20° n. Br.) und Persien abschliesst, südlich in Nordafrika bis zur Sahara und der lybischen Wüste (etwa bis 30° n. Br.), westlich bis zu den Azoren sich erstreckt. Es ist dies also im wesentlichen die subtropische Zone der alten Welt. Dieses Gebiet ist durch eine Tendenz zu regenarmen Sommern ausgezeichnet, die Niederschläge sind mehr oder weniger auf die Winter- oder die Frühlings- und Herbstmonate beschränkt.[1]) Diese Tendenz ist im südlichen Teil des Gebietes am meisten ausgeprägt, die Zahl der fast regenlosen Monate ist dort am grössten (in Alexandrien fast 8 Monate) und nimmt nach Norden hin ab, so dass die Regenverteilung über das Jahr allmählich gleichförmiger wird, und die Regenarmut des Sommers mehr 177.

[1]) Häufig wird dieses Gebiet mit vorwaltenden Winterregen die subtropische Zone schlechtweg genannt, was inkorrekt ist, da wir es nur mit einem Teil dieser Zone zu thun haben und nicht mit einem rings um die Erde gehenden Gürtel, wie ihn die subtropische Zone als eine Temperaturzone darstellt.

und mehr schwindet. Der südliche Teil, welcher eigentliche Winterregen hat, d. h. Regen zur Zeit des niedrigsten Sonnenstandes, bildet den Gegensatz zu dem südlich davon gelegenen tropischen Regengebiet, wo die Niederschläge zur Zeit des höchsten Sonnenstandes eintreten. Dazwischen breitet sich ein regenarmes („regenloses") Wüstengebiet aus, in Nordafrika etwa vom 17. bis 30.° n. Br. sich erstreckend und unter dem Namen der Sahara und der lybischen Wüste bekannt.[1])

Die Ursache der vorwaltenden Winterregen im Mittelmeergebiet liegt augenscheinlich darin, dass im Winter über demselben sich relativ niedriger Luftdruck ausbildet, und zahlreiche Barometerminima entstehen, welche Niederschläge bringen. Beim Übergang zum Frühling und Sommer rückt der niedrige Luftdruck mehr nach Norden, und dementsprechend ist im nördlichen Teil des Gebiets die wärmere Jahreszeit nicht so regenarm als im südlichen. Während des Sommers sind im Mittelmeerbecken im allgemeinen nördliche Winde vorherrschend, besonders im südlichen Teil, indem dieselben weiter nach Süden hin an Beständigkeit zunehmen und in den eigentlichen Passat übergehen. Da diese Luft aus kälteren nach wärmeren Gegenden strömt, und eine solch gleichmässige Luftströmung der Bildung lokaler Cyklonen und aufsteigender Luftbewegung hinderlich ist, so muss der Sommer hier (wie auch in der Sahara) regenarm sein. Über dem westlichen Mittelmeerbecken besteht im Oktober und November ein ausgeprägtes Barometerminimum, und dementsprechend haben diese Gegenden vorwiegende Herbstregen.

Die jährlichen Niederschlagshöhen einiger Orte des Mittelmeergebietes sind in mm: Gibraltar 757, Madrid 380, Salamanka 268, Porto 1430, Santiago 1759, Oran 510, Biskra 209, Genua 1309, Rom 760, Syracus 476, Triest 1140, Ragusa 1623, Corfu 1318, Patras 727, Athen 385, Tiflis 491, Baku 253, Alexandrien 215.

Die subtropischen Regen mit trockenen Sommern, welche die gemeinsame Eigentümlichkeit der Mittelmeerländer ausmachen, finden sich ausserhalb des genannten Gebietes nur auf den Westküsten der Kontinente in gleicher Breite, sie sind nicht gürtelartig um die ganze Erde ververbreitet. Den Ostküsten fehlt es durch die im Sommer häufigen See-

---

[1]) Derartige „regenlose" Gebiete existieren in grösserer Zahl, hauptsächlich finden sie sich im Innern grosser Kontinente, sie bilden aber keinen fortlaufenden Gürtel um die Erde, eine „regenlose Zone" in diesem Sinne besteht nicht. Die Regenarmut solcher Gebiete rührt teils von dem beständigen Wehen des Passates her, der unter den örtlich obwaltenden Verhältnissen keinen Regen bringt (so in der Sahara, der arabischen, der syrischen und der persischen Wüste), teils von der Erschöpfung der Winde an Wasserdampf durch Zurücklegen langer Wege über weite Länderstrecken (z. B. in Südamerika an der Westküste im Bereiche des Südostpassates) oder durch Passieren von Gebirgszügen (Wüste Gobi in Mittelasien, Salzseewüste, Wüste Kalahari, Peru und Nordchile u. a.) und wird unterstützt durch die Trockenheit am Orte selbst.

winde aus Süd und Südost nicht an Sommerregen. Im Innern der Kontinente fällt sogar das Niederschlags maximum auf den Sommer (Folge der aufsteigenden Luftbewegung und des Herbeiströmens dampfreicher Seeluft), während über den Meeren in mittleren und höheren Breiten das Maximum auf den Winter trifft, jedoch so, dass keine der übrigen Jahreszeiten ganz arm an Niederschlag ist (letzteres zum Unterschied gegen das subtropische Regengebiet). An den Westküsten greift gewissermassen der ozeanische Typus auf die Kontinente über, an den Ostküsten erstreckt sich der kontinentale Typus bis ins Meer hinaus.

Zone der Niederschläge zu allen Jahreszeiten. Im allgemeinen jenseits des 30., in der alten Welt jenseits des 40. Breitegrades beginnt die Zone der gleichmässig über das Jahr verteilten Niederschläge, gleichmässig indess nur insofern, als — zum Unterschied gegen die periodischen Regen der niederen Breiten — keine Jahreszeit das ist, was man „trocken" nennt, während eine jährliche Periode mit dem Maximum in der einen oder anderen Jahreszeit überall erkennbar ist. 178.

Was speziell die Verhältnisse unseres Weltteils betrifft, so steht Europa nördlich der Alpen bei dem Fehlen hoher und langgedehnter Gebirgszüge im Westen den in diesen Breiten überhaupt vorherrschenden westlichen Winden, hier also Seewinden, grösstenteils offen, und diesen ist es hauptsächlich zuzuschreiben, dass das Seeklima, natürlich in abnehmendem Maasse, ziemlich weit landeinwärts sich geltend macht, und der Übergang in das kontinentale Klima sehr allmählich erfolgt. Die West- und Nordwestküsten Europas haben den ozeanischen Typus mit vorwaltenden Herbst- und Winterregen, indem die warmen und dampfreichen südwestlichen Winde in der kälteren Jahreszeit besonders häufig sind und über dem kälteren Festland leicht zur Abgabe von Niederschlägen veranlasst werden. Weiter landeinwärts, nach Osten hin, werden diese Winde, nachdem sie im Westen in Form von Niederschlägen Dampf abgegeben haben, natürlich trockener, und es treten die Winterregen nach Osten hin mehr und mehr zurück, desgleichen, wenn auch langsamer, die Herbstregen, wogegen der kontinentale Typus, die vorwaltenden Sommerregen, welche in der Regel durch aufsteigende Luftbewegung veranlasst werden, sich immer mehr ausprägt.

So haben die britischen Inseln den meisten Regen im Herbst und Winter, ebenso die Nordwestküstenzone Frankreichs; das ganze übrige Frankreich hat die Hauptregenzeit im Herbst mit dem Maximum im November, dazu ein anderes im Mai; nach dem Innern des Landes nehmen die Sommerregen zu und die Winterregen ab, wogegen der südlichste Teil Frankreichs die Regenverhältnisse des Mittelmeergebiets (trockene Sommer) aufweist. Norwegen hat an seiner Westküste vorherrschende Herbstregen, an der Ostküste und im Innern gewinnen schon die Sommerregen die

Oberhand, desgleichen in Schweden[1]). Im südlichen bis östlichen Nordseegebiet, Belgien, Holland, Nordwest-Deutschland und Dänemark erscheinen die Herbstregen etwas verfrüht, wodurch der Übergang zu den Sommerregen des Binnenlandes mit abnehmenden Herbst- und Winterregen vermittelt wird. Von den Niederschlagsverhältnissen Deutschlands wird weiter unten noch besonders die Rede sein. Die mittleren Regenmengen einiger europäischen Gebiete sind in folgender Tabelle[2]) angegeben, und zwar die Jahressummen in mm und die jahreszeitliche Verteilung in Prozenten der Jahressumme. Dazu sei noch bemerkt, dass im allgemeinen in den ersten Morgen- und Nachmittagsstunden die Regenmengen am grössten und gegen Mittag und Mitternacht am kleinsten sind.

	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahres-Summe mm
Niederlande	8	7	7	7	6	7	8	10	12	10	10	9	655
Belgische Niederung	6	8	8	6	8	8	9	9	9	8	9	8	731
W- und N-Französ. Tiefland	8	8	7	9	8	6	7	8	8	10	10	12	1041
NW-Irland	—	30	—	—	20	—	—	21	—	—	29	—	1161
Ost- und Süd-Irland	—	28	—	—	22	—	—	20	—	—	29	—	952
West-Schottland	—	33	—	—	18	—	—	18	—	—	30	—	1274
West-England	—	30	—	—	20	—	—	19	—	—	31	—	1183
Ost-England	—	26	—	—	22	—	—	24	—	—	28	—	654
Dänemark	8	7	6	5	6	9	10	10	12	9	9	8	630
Norwegische Küste	12	9	7	6	6	5	5	8	9	11	11	11	1038
Russland													
Ostseeländer	6	5	5	6	6	8	9	12	12	12	11	10	501
Mittelrussland	8	5	5	6	6	9	12	15	11	9	8	6	519
Ural	3	3	3	3	4	10	16	20	17	9	6	5	404

Die Polargegenden sind im ganzen niederschlagsarm, namentlich pflegt während des Polarwinters der Wasserdampfgehalt der Luft sehr gering zu sein und demgemäss auch die Niederschlagsmenge, mit Aus-

[1]) Dies und die geringe Jahressumme im Osten, verglichen mit dem Westen, ist eine Wirkung der Norwegischen Gebirge, welche die aus westlichen Strichen kommenden Regenwinde für die Ostseiten trockener machen. In demselben Sinne unterscheiden sich auch die Westseiten der britischen Inseln von deren Ostseiten, die ersteren sind viel regenreicher. Ähnliches ist auch in Deutschland zu beobachten.

[2]) Nach van Bebber, Handbuch der Witterungskunde.

nahme der Uferländer und Inseln des warmen nordeuropäischen Eismeeres, soweit das offene Wasser durch Ausgabe von Wasserdämpfen („Frostrauch") einen Einfluss geltend machen kann.

Allgemeineres bezüglich der Regenverteilung. Die Nieder- 179.
schlagsmengen nehmen im Ganzen vom Äquator nach den Polen hin ab (mit der Temperatur und ihrer täglichen Schwankung und mit dem Dampfgehalt der Luft). Durchschnittlich beträgt die jährliche Regenmenge in der heissen Zone 250 cm, in der nördlichen gemässigten Zone nur etwa 97 cm.

Auch die Intensität der einzelnen Regen- (oder Schnee-) fälle wird vom Äquator nach den Polen geringer (vornehmlich weil der Dampfgehalt der Luft abnimmt).

Dagegen nimmt die Zahl der Niederschlagstage im Jahr (Regen oder Schnee) in Europa polwärts und von Südost nach Nordwest zu. Dieselbe beträgt etwa: an der Ostküste Italiens 53, in Südspanien 70, in Süditalien 90, in Pest 112, in Nord-Deutschland 150, über der Nordsee 152, in Irland und Westschweden 240.

Auf dem europäisch-asiatischen Kontinent wird sowohl die Regenmenge als die Zahl der Regentage im allgemeinen von der Westküste aus nach dem Binnenland allmählich kleiner, die Regenmenge besonders in der Richtung von Südwest nach Nordost.

Mit der Bodenerhebung nimmt der Regen zu bis zu einer gewissen Grenze, welche im Winter tiefer liegt als im Sommer. In den Alpen beträgt die Jahressumme des Niederschlages bis über 200 cm.

Übrigens ist der Niederschlag nach Menge, Häufigkeit und jahreszeitlicher Verteilung eines der unregelmässigsten unter den klimatischen Elementen.

Die einzelnen Weltteile haben (nach Murray) etwa folgende jährlichen Regenhöhen:

Südamerika	1670 mm
Afrika	825 „
Nordamerika	730 „
Europa	615 „
Asien	555 „
Australien	520 „

Europa gehört demnach zu den weniger regenreichen Erdteilen.

Auf die sämtlichen Festländer der Erde fällt nach demselben Forscher jährlich in Form von Niederschlägen eine Wassermenge von 111800 Kubikkilometer, wovon $^2/_9$ durch die Flüsse zum Ozean abgeführt werden, und $^7/_9$ direkt verdunsten. Die durchschnittliche Regenhöhe der gesamten Festlandsoberfläche der Erde beträgt 970 mm jährlich.

X. Klimatische Einflüsse der Vegetationsdecken.

180. **Gras- und Krautflächen.** Eine Vegetationsdecke, welche den Boden beschattet, wie Gebüsch oder Wald, oder einen dichten Bodenüberzug bildet, wie Wiesen, Moore, Haiden, verlangsamt, indem sie die Sonnenstrahlen vom Boden abhält, die Erwärmung des letzteren, erwärmt aber sich selbst und die darüber befindliche Luft ebenfalls weniger als der kahle Boden, weil ihre Wärmekapazität grösser ist als die der Gesteine und Erdarten, vornehmlich auch infolge des im Pflanzenkörper enthaltenen und des äusserlich adhärierenden Wassers, dessen Erwärmung viel Wärme beansprucht und welches überdies durch seine Verdunstung der Temperaturerhöhung entgegenwirkt. Es wird also durch eine Pflanzendecke zur Zeit der Vegetation und Insolation die Erwärmung verringert, die Luftfeuchtigkeit vergrössert.

Grasflächen sind deshalb während der Vegetationszeit bei Tage kühler, bei Nacht aber infolge des starken Strahlungsvermögens meist nicht wärmer, häufig ebenfalls kälter als kahler Boden. Somit werden die Mitteltemperaturen dort niedriger, die Schwankungen geringer (indem die Minima nicht so bedeutend erniedrigt werden wie die Maxima), die Luftfeuchtigkeit grösser und gleichmässiger sein als über unbewachsenem Boden. Deshalb wird dort auch leichter Kondensation oder Niederschlag eintreten können als über kahlem Boden.

Einfluss der Gras- und Krautflächen auf ihre Nachbarschaft. Die bei Tage im Sommer relativ kühle und daher schwerere Luft über einem Grasland, welches etwa durch eine kahle Fläche begrenzt ist, fliesst bei Windstille nach dieser kahlen und daher wärmeren Fläche ab, während über der letzteren die Luft aufsteigt und über dem Grasland sich wieder herabsenkt. Durch diese lokale Zirkulation erhält die kahle Fläche kühlere und feuchtere Luft zugeführt, das Grasland wärmere und trockenere, die Unterschiede schwächen sich ab. Zur Winterszeit sind solche bewachsene Flächen für ihre Nachbarschaft von keiner erheblichen klimatischen Bedeutung.

Klimatische Verhältnisse und Einflüsse des Waldes.

181. **Temperatur des Waldbodens im Vergleich zur Bodentemperatur des freien Landes.** Der Waldboden ist infolge der Abhaltung der Sonnenstrahlen durch die Kronen in allen untersuchten Tiefen (Oberfläche, 0,3 m, 0,6 m, 0,9 m, 1,2 m Tiefe unter der Oberfläche) im Jahresdurchschnitt kälter als der Boden des Freilandes, wie aus beifolgender Tabelle ersichtlich. Am meisten ist dies — nach den 12jährigen Beobachtungen in der Schweiz — der Fall bei dem Boden eines geschlossenen Fichtenbestandes, wo die Differenzen gegenüber dem Freilandboden 2,15 bis 3° C

betragen, während dieselben im Buchenbestand 1,5 bis 2,4°, im Lärchenbestande 0,7 bis 2,3° ausmachen.

Die Temperatur des Waldbodens war niedriger (—) oder höher (+) als diejenige des Bodens im Freien um Celsiusgrade: (Über die Stationen s. S. 196.)

	An der Oberfläche	in 0,3 m Tiefe	in 0,6 m Tiefe	in 0,9 m Tiefe	in 1,2 m Tiefe
A. nach Schweizer Beobachtungen; Jahresmittel (12jähriger Durchschnitt).					
Interlaken (50jähr. Lärchen)	— 2,34	— 1,41	— 0,77	— 0,69	— 0,94
Bern (40jähr. Fichten)	— 2,15	— 2,53	— 2,77	— 3,04	— 2,84
Pruntrut (50—60jähr. Buchen)	— 2,40	— 1,50	— 1,39	— 1,51	— 1,54
B. nach Württembergischen Beobachtungen 1883/84 zu St.Johann; Fichtenwald.					
im Frühjahr	— 2,0	— 1,4	— 1,6	— 1,4	— 1,1
„ Sommer	— 3,1	— 3,3	— 3,5	— 3,6	— 3,3
„ Herbst	— 0,8	— 1,1	— 1,8	— 1,8	— 2,0
„ Winter	0,0	+ 0,3	— 0,4	— 0,2	— 0,2
im Jahresmittel	— 1,5	— 1,4	— 1,8	— 1,7	— 1,6
C. nach Bayerischen Beobachtungen; Gesamtdurchschnitt derselben 1868/69.					
im Frühjahr	— 2,54	— 2,02	— 2,00	— 1,71	— 1,48
„ Sommer	— 3,91	— 4,16	— 4,36	— 4,03	— 3,96
„ Herbst	— 1,26	— 1,30	— 1,58	— 1,82	— 1,98
„ Winter	— 0,26	+ 0,18	+ 0,10	— 0,05	— 0,18
im Jahresmittel	— 1,99	— 1,82	— 1,96	— 1,90	— 1,90

Im Frühjahr, wo die Bodentemperatur im allgemeinen von oben nach unten (bis zu einer gewissen Tiefe) abnimmt, indem die Wärme von oben her eine Zunahme erfährt, ist der Waldboden in allen Tiefen kälter als der Boden des freien Landes. Im Sommer wird dieser Unterschied am grössten, und zwar beträgt er (Schweiz) bei dem Fichtenbestande 3,8 bis 5,8°, beim Buchenbestande 3 bis 5,1°, beim Lärchenbestande 1,9 bis 4,5°. Im Herbst, wo der Verlust den Gewinn an Wärme übertrifft, so dass der Boden von oben her erkaltet, und die Temperatur nach der Tiefe zunimmt, werden die Wärmeunterschiede zwischen Wald- und Freilandboden geringer, indem der letztere infolge des fehlenden Schutzes rascher erkaltet. Im Winter werden die Unterschiede verschwindend gering oder sie kehren sich um, so dass der Waldboden etwas (ca. $^1/_2$°) wärmer wird als der Boden des Freilandes. Der Einfluss des Kronenschirms auf die Bodentemperatur ist also in dieser Jahreszeit sehr gering, stärker im Frühjahr und Herbst und am grössten im Sommer.

Der Waldboden ist auch durchschnittlich — nicht immer — etwas kälter als die Luft im Walde, während im Freien in der Regel das Gegenteil der Fall ist.

182. **Temperaturverhältnisse der Stämme und Äste und der Laubkronen.** Die unteren Teile des Stammes hängen hinsichtlich ihrer Wärme vorwiegend von der Bodentemperatur, die oberen Baumteile hauptsächlich von der Luftwärme und den Insolationsverhältnissen ab. Wie im Boden so ist auch im Holz und in der Rinde die Wärmeleitung eine langsame, dieselben sind schlechte Wärmeleiter. Deshalb bedarf es einer gewissen Zeit, bis die Temperaturänderungen des Bodens oder der Luft oder die durch den Wechsel der Insolation auf der Ober- und Aussenfläche hervorgebrachten Wärmeänderungen ins Innere der Bäume eindringen. Die Änderungen treten mithin daselbst verspätet, sodann aber auch abgeschwächt auf, so dass sie gegen das Innere des Baumkörpers immer geringer werden.

Im Durchschnitt des ganzen Jahres (1868/69) ist nach Ebermayer's Beobachtungen in Bayern der Baum kälter als die Luft: in Brusthöhe um 1,23°, in der Baumkrone um 0,69°, in den einzelnen Jahreszeiten:

	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
in Brusthöhe	1,26°	1,75°	0,66°	1,27°
in der Baumkrone	0,82°	1,17°	0,37°	0,40°

Danach steht im Sommer infolge der Beschattung der Stämme durch die Belaubung die Baumtemperatur am meisten hinter der Lufttemperatur zurück. Noch mehr zeigen dies die 12jährigen Beobachtungen in der Schweiz, wo die Sommertemperatur der Bäume im Mittel 3 bis 4° niedriger war, als die der Luft ausserhalb des Waldes. Es seien von diesen Beobachtungen ebenfalls die Jahres- und Jahreszeitenmittel angeführt.

Die Baumtemperatur in Brusthöhe war niedriger als die Lufttemperatur in 3 m Höhe ausserhalb des Waldes um ° C:

	Lärche (Interlaken)	Fichte (Bern)	Buche (Pruntrut)
Frühling	2,11	3,37	1,52
Sommer	3,34	4,06	3,18
Herbst	0,96	2,25	1,51
Winter[1]	0,36	0,95	0,29
Jahr	1,69	2,66	1,62

Die von Ebermayer in Bayern gefundenen Unterschiede (Baumtemperatur gegen Lufttemperatur) betrugen bei den einzelnen Holzarten im Jahresmittel:

[1]) Im Winter einiger Jahre war bei der Fichte und Buche die Mitteltemperatur der Stämme etwas höher als die Temperatur der Aussenluft.

Weisstanne (Duschlberg)	1,12°	Buche (Rohrbrunn)	1,40°
Fichte (Seeshaupt)	0,67°	Buche (Johanneskreuz)	1,20°
Eiche (Rohrbrunn)	1,67°	Buche (Ebrach)	0,45°
Kiefer (Altenfurth)	2,07°		

Die täglichen sowohl wie die jährlichen Temperaturschwankungen sind im Baume kleiner als in der Luft, um so kleiner, je grösser der Durchmesser der einzelnen Teile ist. Die Temperatur des Baumes sinkt nicht ganz bis auf das Minimum der täglichen Lufttemperatur herab, erreicht in den stärkeren Teilen auch nicht das Tagesmaximum der Lufttemperatur, nähert sich aber beiden umsomehr, je dünner die Stämme und Äste sind. Im allgemeinen sind die Bäume tagsüber kälter, bei Nacht in der Regel wärmer oder nahezu ebenso warm wie die umgebende Luft.

Laubkronen. Von den Laubkronen, wenigstens von den äussersten Blattschichten gilt, so lange die Vegetation währt, im allgemeinen das, was von den niedrigen Vegetationsdecken (Wiesen etc.) gesagt wurde, dass sie tagsüber und häufig auch bei Nacht eine niedrigere Temperatur haben als eine kahle Bodenoberfläche, niedrigere Temperaturmittel und kleinere Schwankungen aufweisen und die über ihnen befindliche Luft dampfreicher und relativ feuchter machen als ein kahler, nicht nasser Boden. Die inneren und unteren Blätterschichten erleiden wegen des Schutzes, den sie durch die oberen geniessen, und wegen der nachhaltigen Stammwärme bei Nacht eine langsamere Abkühlung als die äusseren Blätter.

Temperatur der Luft im Walde verglichen mit derjenigen im Freien. a) **Im Jahresdurchschnitt.** Die Luft im Walde ist infolge der Beschattung im Jahresdurchschnitt etwas kühler als die Luft im Freien. Die 4 bis 11jährigen Beobachtungen an 16 Doppelstationen in Preussen und den Reichslanden, die einjährigen in Bayern und Württemberg, die 12jährigen in der Schweiz, die 1 bis 8jährigen in Frankreich haben dies dargethan.[1]) Im allgemeinen Mittel beträgt die Differenz in 183.

[1]) Die Luft im Walde war kälter (—) oder wärmer (+) als die Luft im Freien im Jahresmittel um Celsiusgrade:

Station	Reg.-Bez. resp. Provinz oder Land	Höhe über N.N. m	Holzbestand (bei Beginn der Beobachtungen)	Entfernung der Waldesgrenze von der Freilandstation	Entfernung der Waldesgrenze von der Waldstation	In 1,5 m Höhe	In der Baumkrone
Fritzen	Königsberg	39	45jähr. Fichten	80	140	— 0,43	— 0,20
Kurwien	Gumbinnen	129	80—140j. Kiefern	207	132	— 0,08	+ 0,20
Carlsberg	Breslau	757	45j. Fichten	180	265	— 0,39	+ 0,11
Eberswalde	Potsdam	24	45j. Kiefern	125	180	— 0,14	— 0,14
Schmiedefeld	Erfurt	716	60—70j. Fichten	300	150	— 0,40	+ 0,07

1,5 m Höhe etwa 0,6° C, im gebirgigen Terrain ist sie im allgemeinen grösser, in den grossen Ebenen kleiner, in Lintzel (Lüneburger Haide) sogar positiv, vielleicht wegen des Schutzes gegen den Wind. Auf die Holzarten scheint es weniger anzukommen als auf die Exposition und die Lage gegen die Hauptwindrichtung. Die Differenz zwischen der Lufttemperatur in der Baumkrone und der im Freien in 1,5 m Höhe ist viel kleiner als jene in Brusthöhe, weil die Kronen durch die Sonne stärker erwärmt werden als der Waldboden, und die Luft in Brusthöhe mehr unter dem Einfluss des Bodens als unter dem der Krone steht.

Station	Reg.-Bez. resp. Provinz oder Land	Höhe über N.N. m	Holzbestand (bei Beginn der Beobachtungen)	Entfernung der Waldesgrenze von der		In 1,5 m Höhe	In der Baumkrone
				Freilandstation	Waldstation		
Friedrichsrode	Erfurt	395	65—85 j. Buchen	112	347	— 0,64	— 0,26
Sonnenberg	Hildesheim	777	45 j. Fichten	100	198	— 0,23	+ 0,17
Marienthal	Braunschweig	128	60 j. Buchen	300	200	— 0,25	— 0.08
Lintzel	Hannover	99	—	—	—	+ 0,14	—
Hadersleben	Schleswig	38	70—80 j. Buchen	125	120	— 0,36	— 0,11
Schoo	Aurich	3	20 j. Kiefern	100	500	— 0,12	— 0,12
Lahnhof	Arnsberg	609	70 j. Buchen	750	195	— 0,16	— 0,22
Hollerath	Aachen	617	45 j. Fichten	110	100	— 0,21	— 0,28
Hagenau	Unter-Elsass	152	55—65 j. Kiefern	1270	668	— 0,91	— 0,97
Neumath	Lothringen	353	45 j. Buchen	250	250	— 0,39	— 0,12
Melkerei	Unter-Elsass	934	60—80 j. Buchen	1200	1600	— 0,96	— 0,36
		See-Höhe					
Duschlberg	Bayern	901	40 j. Fichten und Tannen	900	—	— 1,37	— 0,76
Seeshaupt	Bayern	595	40 j. Fichten	1800	—	— 1,44	— 0,11
Rohrbrunn	Bayern	476	60 j. Buchen mit 200 j. Eichen	200	—	— 0,22	+ 0,07
Johanneskreuz	Bayern	496	60 j. Buchen	900	—	— 0,95	— 0,75
Ebrach	Bayern	381	50 j. Buchen	700	—	— 1,06	— 0,56
Altenfurth	Bayern	325	36 j. Kiefern	900	—	— 0,80	— 0,13
St. Johann bei Urach	Württemberg	760	50 j. Fichten	700	—	— 0,90	— 0,50
Brückwald bei Interlaken	Schweiz	800	50 j. Lärchen	—	—	— 0,91	—
Löhrwald b. Bern	Schweiz	500	40 j. Fichten	—	—	— 1,05	—
Fahywald bei Pruntrut	Schweiz	450	50—60 j. Buchen	—	—	— 0,76	—
Hayer-Wald bei Bellefontaine	Frankreich	240	65 j. Buchen und Eichen	400	—	— 0,4	—
Hallatter-Wald bei Fleurines	Frankreich	120	30 j. Eichen und Hainbuchen	150	—	— 0,5	—
Ermenonviller-Wald b. Thiers	Frankreich	100	25 j. Kiefern	300	—	— 1,0	—
			Gesamtdurchschnitt			— 0,58	— 0,23

b) **In den einzelnen Jahreszeiten.** In den einzelnen Jahreszeiten stellten sich nach den genannten Beobachtungen die Temperaturdifferenzen zwischen Wald- und Freilandluft im Mittel wie folgt.

Die Luft im Walde war kälter (—) oder wärmer (+) als diejenige im Freien[1]) um Celsiusgrade:

Forstl. meteorol. Beobachtungsnetz	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
a) im 1,5 m Höhe				
Preussen	— 0,23	— 0,76	— 0,35	— 0,05
Bayern	— 1,27	— 2,04	— 0,74	— 0,47
Schweiz	— 0,74	— 1,51	— 0,87	— 0,51
Frankreich	— 0,43	— 1,03	— 0,70	— 0,37
Württemberg	— 0,80	— 1,70	— 0,50	— 0,30
b) in der Baumkrone				
Preussen	— 0,06	— 0,40	— 0,22	+ 0,08
Bayern	— 0,42	— 1,07	— 0,27	0
Württemberg	— 0,50	— 1,00	— 0,20	0

Danach ist die abkühlende Wirkung des Waldes im Sommer am grössten, bedeutend kleiner im Frühling und Herbst, im Winter äusserst gering. Daraus ist ersichtlich, dass die Verhinderung der direkten Bestrahlung des Bodens bei Tage im Sommer und der Wärmeverbrauch zur Wasserverdunstung einen grösseren Einfluss auf die Lufttemperaturmittel des Waldes ausüben, als der Schutz gegen den Wind und die Verminderung der Ausstrahlung aus dem Waldinneren.

c) **Zu verschiedenen Tageszeiten.** Um zu zeigen, wie die Differenzen zu verschiedenen Tageszeiten, speziell bei Tag und bei Nacht sich stellen, sei folgende Übersicht[1]) gegeben:

Die Luft im Walde war kälter (—) oder wärmer (+) als im Freien um Celsiusgrade:

	Nachts (Minimum)	Morgens 8 Uhr	Mittags (Maximum)	Nachmittags 5 Uhr	Nachts (Minimum)	Morgens 7 resp. 9 Uhr	Mittags (Maximum)	Nachm. 4 resp. 6 Uhr
	auf den bayerischen Stationen				auf der württembergischen Station			
Frühling	+ 0,50	— 1,22	— 1,61	— 1,33	+ 0,40	— 0,80	— 2,70	— 1,00
Sommer	+ 1,90	— 2,00	— 3,95	— 2,12	+ 1,60	— 1,80	— 4,30	— 1,70
Herbst	+ 2,38	— 0,50	— 1,53	— 0,79	+ 0,50	— 0,60	— 2,90	— 0,40
Winter	+ 1,17	+ 0,51	— 0,69	— 0,61	— 0,10	— 0,20	— 1,50	— 0,50
Jahr	+ 1,49	— 0,80	— 1,49	— 1,21	+ 0,60	— 0,85	— 2,85	— 0,90

Während der Nacht bildet das Blätterdach einen Schutz gegen die Ausstrahlung aus dem Waldinnern, zugleich macht sich die tagsüber

[1]) Nach Weber in Lorey's Handbuch der Forstwissenschaft.

gewonnene Wärme der Stämme und Äste geltend, daher kommt es, dass die Luft im Innern des Waldes über Nacht langsamer erkaltet als die im Freien, und dass bei Nacht die Waldluft meist wärmer ist als die Luft des freien Feldes, m. a. W. dass das Minimum im Walde nicht so tief sinkt wie ausserhalb. Auch diese Wirkung ist wie leicht begreiflich im Sommer am grössten, während sie im Winter und Frühling am kleinsten ist.

Bei Tage macht sich die beschattende und die wärmebindende Wirkung der Kronen bemerkbar durch die langsamere Steigerung der Temperatur im Walde gegenüber dem freien Felde, und zwar bis Mittag in zunehmendem uud gegen Abend wieder abnehmendem Masse, im Sommer am stärksten, im Winter, wo die tägliche Temperaturänderung überhaupt gering, am schwächsten.

184. **Abstumpfung der Temperaturextreme durch den Wald innerhalb seiner eigenen Grenzen.** Der Wald wirkt erhöhend auf die Minima, noch mehr aber erniedrigt er die Maxima der Lufttemperatur des Waldes im Laufe des Jahres. Im Durchschnitt vieljähriger Beobachtungen zahlreicher Stationen[1]) betrug die Abstumpfung der höchsten Julitemperatur im Walde in 1,5 m (d. h. die Differenz gegen das benachbarte Freiland) $3^1/_4$ bis $4^1/_4{}^0$ C, in der Krone weniger; die Erhöhung der niedrigsten Januartemperatur betrug 0,8 bis $1{,}5^0$, in der Krone etwas mehr.

Was die verschiedenen **Holzarten** betrifft, so ist, wie sich aus den Aufzeichnungen der Stationen des preussischen Beobachtungsnetzes ergiebt,

	die höchste Julitemperatur	die niedrigste Januartemperatur
der Luft in den Buchenbeständen	niedriger um $4{,}65^0$	höher um $1{,}18^0$
„ „ „ „ Fichtenbeständen	„ „ $2{,}56^0$	„ „ $2{,}38^0$
„ „ „ „ Kiefernbeständen	„ „ $2{,}30^0$	„ „ $1{,}18^0$

als zur selben Zeit die Luft im Freien.

Die Erniedrigung des sommerlichen Extrems ist also beim Buchenwald grösser als beim Fichten- und Kiefernwald, wogegen andererseits die Erhöhung der niedrigsten Wintertemperatur im Fichtenwald sich beträchtlich grösser herausstellt als in dem jetzt kahlen Buchen- und dem Kiefernwald.

185. **Luftfeuchtigkeit im Wald.** Nach den Beobachtungen an 16 Stationen (Preussen, Braunschweig, Thüringen, Elsass-Lothringen, S. 195/96) 1884/85 war die Feuchtigkeit der Luft im Walde grösser (+) oder kleiner (—) als im Freien:

---

[1]) Preussisches und bayerisches Beobachtungsnetz.

In den	Die relative Feuchtigkeit um Prozente					Die absolute Feuchtigkeit um Millimeter				
	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
a) in 1,5 m Höhe										
Buchenbeständen	+ 0,3	+ 8,7	+ 4,5	+ 1,5	+ 3,8	− 0,20	− 0,05	0	+ 0,03	− 0,06
Fichtenbeständen	+ 6,0	+ 7,2	+ 5,4	+ 3,2	+ 5,4	− 0,02	− 0,04	+ 0,04	+ 0,02	0
Kiefernbeständen	+ 2,8	+ 4,4	+ 4,4	+ 2,4	+ 3,5	+ 0,16	+ 0,16	+ 0,20	+ 0,06	+ 0,14
b) in der Baumkrone										
Buchenbeständen	+ 0,3	+ 6,8	+ 3,5	+ 0,8	+ 2,8	− 0,15	+ 0,07	0	+ 0,03	− 0,01
Fichtenbeständen	+ 2,2	+ 3,6	+ 2,4	+ 1	+ 2,3	− 0,06	− 0,14	0	0	− 0,05
Kiefernbeständen	+ 0,2	0	+ 2,2	+ 2,5	+ 1,3	− 0,08	− 0,45	+ 0,10	+ 0,05	− 0,09

Die **relative Luftfeuchtigkeit** ist also im Walde grösser als ausserhalb, und zwar, wie sich aus den hier nicht mitgeteilten Zahlen der einzelnen Stationen und denjenigen der bayerischen und schweizerischen Beobachtungen ergiebt, im Jahresmittel um wenigstens 3 und höchstens 10 Prozent, doch ist die Differenz verschieden gross in den einzelnen Jahreszeiten, am grössten im Sommer. Die grösste Änderung im Laufe des Jahres zeigt sich in den Buchenbeständen, woselbst der Überschuss der relativen Feuchtigkeit (gegen das Freiland) im Winter und Frühling sehr gering, im Sommer aber durch den Einfluss der Belaubung sehr bedeutend ist, während in den Fichtenbeständen schon im Frühjahr die relative Feuchtigkeit viel höher ist als aussen und im noch kahlen Buchenwald, auch in der kalten Jahreszeit nicht soweit zurückgeht wie im Laubwald. Geringer sind die Unterschiede gegen das Freiland in den Kiefern- und Lärchenbeständen, in den ersteren auch das Jahr hindurch weniger wechselnd. Der Kronenraum zeigt geringere Überschüsse der relativen Feuchtigkeit als die Luft in Brusthöhe, eine Folge der dort höheren Temperatur und grösseren Luftbewegung.

Hingegen ist die **absolute Luftfeuchtigkeit** im Walde nicht grösser als ausserhalb, die gefundenen Differenzen sind gering und fast ebenso oft negativ wie positiv. Die Luft im Walde enthält also durchschnittlich nicht mehr Wasserdampf als die ausserhalb befindliche, aber sie ist durchschnittlich kälter, und deshalb ist die relative Luftfeuchtigkeit im Waldinnern grösser als aussen.

Verdunstung im Waldinnern. Die Wasserverdunstung im Waldinnern — von der Transpiration aus den Kronen abgesehen — ist infolge der niedrigeren Temperatur bezw. der grösseren relativen Feuchtigkeit und der geringeren Luftbewegung im Walde viel geringer als im Freien. 186.

Aus den Messungen der preussischen Stationen berechnet[1]) sich die im Jahresdurchschnitt aus freier Wasserfläche stattfindende Verdunstung

in den Buchenbeständen	zu	40,4 %
„ „ Fichtenbeständen	„	45,3 „
„ „ Kiefernbeständen	„	41,8 „
„ einer Kulturfläche	„	90,3 „

derjenigen Wassermenge, welche gleichzeitig im Freien von einer gleichgrossen freien Wasserfläche verdunstet. Aus einer mit Wasser kapillar gesättigten Erde verdunsteten nach Ebermayer im 5jährigen Mittel der Beobachtungen im Wald ohne Streudecke 47 %, im Wald mit Streudecke aber nur 22 % derjenigen Wassermenge, welche aus einer ebensolchen Erde im Freien verdunstet. Durch Bestand und Streudecke wird also die Verdunstung aus dem Boden bedeutend weiter herabgedrückt als durch den Bestand für sich allein, indem der Luftwechsel an der Bodenoberfläche durch die Streudecke vermindert wird.

Von dem im Walde fallenden Niederschlag verdunsten daselbst aus dem Boden geringere Prozentmengen als von den Freilandniederschlägen aus dem Freilandboden. Der Überschuss des Niederschlags über die Bodenverdunstung wird mit der Seehöhe des Beobachtungsortes, wenngleich nicht proportional der letzteren, im allgemeinen grösser, weil die Niederschlagsmengen zunehmen, während die forstlichen Messungen der Bodenverdunstung eine gesetzmässige Änderung der letzteren mit der Höhe bisher nicht erkennen lassen. Nach den preussischen Beobachtungen erreicht jener Überschuss im Gebirgswald Beträge von 87 bis 91 % der Niederschläge.

187. **Niederschlag.** Theoretisch betrachtet kommt dem Wald in mehrfacher Hinsicht eine Niederschlag begünstigende Wirkung zu. Die Kronen transpirieren während des Sommers grosse Mengen Wasser, und wenn auch wie Rissler, Ebermayer u. A. angeben, die solchergestalt vom Walde abdunstenden Wasserquantitäten kleiner sind als die von einem Kleefeld oder einer Wiese gleichen Flächeninhalts ausgegebenen, so sind dieselben doch weit grösser als die Verdunstungsmengen aus einem unbebauten, nackten Feld. Kommen daher im Sommer, besonders nach Windstillen bei heiterem Wetter, langsam ziehende, dampfreiche und kondensationsnahe Luftströmungen heran, so werden sie über einer stark erhitzten kahlen Ebene durch die daselbst lagernde oder aufsteigende warme und vergleichsweise trockene Luft relativ trockener gemacht und dadurch in ein der Kondensation ferneres Stadium zurückversetzt. Dieselben Luftströmungen werden über dem Walde am Fallenlassen von Niederschlägen nicht behindert werden, denn der Wald und die über ihm befindliche kühlere und feuchtere Luft ist nicht imstande, jene Luftströmungen relativ

[1]) Weber, Lorey's Handbuch.

trockener zu machen, sondern eher deren Kondensationstendenz zu erhöhen und die Entstehung eines Niederschlages zu begünstigen, welche Wirkung allerdings in der Ebene nur bei grossen Waldkomplexen erheblich sein kann. Auch eine im Sommer bei Tage einfallende warme, feuchte Luftströmung, welche durch den kühleren Wald streicht, muss hierdurch jedenfalls der Kondensation etwas näher kommen als sie vorher war. Durch die, wie anzunehmen, grössere Dampfsättigung der bei Windstille über dem Walde lagernden Luft wird auch die Vergrösserung oder Vermehrung der Tropfen beim Beginn eines allgemeinen Regens befördert werden.

Ferner ist die Wirkung des Waldes als eines mechanischen Hindernisses für die horizontale Luftbewegung in Betracht zu ziehen, sofern dadurch die heranströmende Luft gezwungen wird, aufzusteigen, womit Abkühlung derselben und folglich Vermehrung der relativen Feuchtigkeit verbunden ist. Bei eingetretenem allgemeinem Niederschlag, besonders bei Schneefall, kann die durch den Wald auf mechanischem Wege bewirkte Schwächung des Windes zur Folge haben, dass auf den Wald mehr Niederschlag fällt als auf ein gleich grosses Flächenstück freien Landes.

Zur Winterszeit kann Niederschlag möglicherweise dadurch entstehen, dass mit den stark erkalteten Stämmen, Ästen und Zweigen eine dampfgesättigte und etwas höher temperierte Luftströmung in Berührung kommt. Auch im Frühjahr wird häufig ein Zusammentreffen wärmerer, feuchter Winde mit den noch kalten Stamm- und Kronenmassen der Waldbäume stattfinden und Kondensation im Walde begünstigen, letzteres besonders auf Bergseiten, über welche eine feuchte Luftströmung aufzusteigen gezwungen ist, indem hier zwei Ursachen in einem Sinne wirken. Selbstredend gilt dies auch hinsichtlich des erstgenannten, von dem Wassergehalt und der Transpiration der Kronen im Sommerhalbjahr herrührenden Einflusses des Waldes; auch dieser Einfluss wird, wenn der Wald auf Berghängen liegt, durch die Wirkung des Aufsteigens der Luftströmung über den Hang unterstützt, daher merklicher werden als in der Ebene.

Somit erscheint der Wald hinsichtlich der Niederschläge im Ganzen mehr begünstigt als das freie Land, wenigstens mehr als kahle unbebaute Flächen, und wenn daher über den Baumkronen des Waldes die Niederschlagsmenge etwas grösser gefunden wird als über dem freien Lande, so ist dies nach Vorstehendem leicht verständlich. So fand Fautrat (zu Halatte, Frankreich) im Durchschnitt von 4 Jahren die Niederschlagsmenge (oberhalb der Kronen gemessen) über dem Laubwald um 4 %, über dem Nadelwald um 9 % grösser als die im Freien in annähernd gleicher Höhe, 300 m vom Walde entfernt. Einen durchschnittlichen Überschuss von 16 % ergaben 7jährige Messungen des Niederschlages auf einer Waldwiese bei Nancy inmitten grosser Wälder gegen die Niederschlagsmenge auf einem fast waldlosen Gebiet in gleicher Seehöhe.

188. **Der durch die Kronen zurückgehaltene Niederschlagsanteil.** Stellt man, wie gewöhnlich geschieht, die Regenmesser der Waldstationen im Walde, d. h. unterhalb der Kronen auf, so erhält man geringere Niederschlagshöhen als im Freien, weil beträchtliche Mengen des Niederschlages in den Kronen hängen bleiben.

Von schwachen Regen bleibt natürlich mehr in den Kronen zurück als von starken. Durchschnittlich beträgt der im Walde direkt zu Boden gelangende Niederschlag von dem im Freien fallenden folgende Prozentmengen:

Nach den Beobachtungen

in Preussen	in den Buchenbeständen	76 %
	" " Fichtenbeständen	78 "
	" " Kiefernbeständen	73 "
in Bayern	" " Buchenbeständen	78 "
	" " Fichtenbeständen	73 "
	" " Kiefernbeständen	66 "
in der Schweiz	in dem Buchenbestande	90 "
	" " Fichtenbestande	77 "
	" " Lärchenbestande	85 "
Im Durchschnitt aller Beobachtungen		77 %,

so dass also 23 % der Niederschlagssummen in den Kronen hängen bleiben, um von dort teils zu verdunsten, teils allmählich am Stamm herab in den Boden zu fliessen, oder auch (Schnee) nachträglich herabzufallen.

189. **Klima des Waldes innerhalb seiner Grenzen; Art der Änderung durch Be- und Entwaldung.** Nach dem Bisherigen bestehen die Eigentümlichkeiten des Waldklimas innerhalb der Grenzen des Waldes gegenüber dem Klima des freien Landes und besonders demjenigen ganz kahler Gegenden darin, dass der Wald etwas niedrigere Jahrestemperatur (des Bodens und der Luft), geringere Temperaturextreme, grössere relative (nicht absolute) Luftfeuchtigkeit, geringere Verdunstung aus dem Boden und der Bodenvegetation, sowie endlich in gewissen Fällen häufigere Kondensationen aufweist, und dass alle diese Unterschiede, der letztere etwa ausgenommen, im Sommerhalbjahr am meisten hervortreten.

Hieraus ergiebt sich leicht, welche Änderungen eine Rodung des Waldes für die bisher mit Wald bedeckte Fläche zur Folge haben würde. Die Boden- und Lufttemperatur würde höher, die Extreme würden grösser werden. Ferner müsste der höhere Grad relativer Feuchtigkeit, welchen die Luft des Waldinnern aufwies, verschwinden. Auch absolut dampfärmer würde die Luft über der gerodeten Fläche zur Sommerszeit in dem Falle sein, wenn die Fläche ganz kahl bliebe, da der Wald im Sommer mehr Wasserdampf ausgiebt als kahler Boden. Treten aber an die Stelle des Waldes Kleefelder oder Wiesen etc., so liefern diese, wenn *genügend* Wasser vorhanden, der Luft nicht weniger Wasserdampf als

vorher der Wald, und auch die übrigen durch die Rodung bewirkten, die Temperaturverhältnisse und die relative Feuchtigkeit der Luft betreffenden Änderungen werden unerheblicher sein.

Der umgekehrte Erfolg würde natürlich von der Bewaldung einer bisher kahlen Fläche zu erwarten sein.

Theoretisch mögliche Beeinflussung des Klimas des freien Landes durch den Wald. 190. Ausser durch mechanische Schwächung der Winde ist eine klimatische Beeinflussung des freien Landes durch den Wald denkbar: hinsichtlich der Temperatur und Luftfeuchtigkeit (bezw. Niederschläge) durch Luftströmungen, bezüglich der Luftfeuchtigkeit auch durch Diffusion des aus den Kronen transpirierten Wasserdampfes. Der letztere bereichert jedoch bei Windstille, da er leichter als Luft ist, hauptsächlich die Luft über dem Walde, seitlich nach der Umgebung hin wird er vornehmlich ebenfalls durch Luftströmungen verbreitet. Als Vermittler klimatischer Einflüsse des Waldes auf das Freiland kommen also — ausser dem mechanischen Windschutz durch den Wald — wesentlich nur Luftströmungen in Betracht. Diese zerfallen in a) lokale und b) allgemeine.

a) **Wirkung vermittelst lokaler Luftströmungen.** An Sommertagen, bei ruhiger Luft und klarem Himmel, wenn die Temperaturdifferenz zwischen der stärker erwärmten Freilandluft und der kühleren Waldluft gross genug geworden, stellt sich eine Zirkulation ein, derart, dass in der Höhe Luft vom wärmeren Freiland gegen den Wald hinzieht, und sich dort herabsenkt, während dafür unten kühlere Waldluft ins Freie hinaustritt.[1]) Es erhält also die Umgebung des Waldes in diesem Fall kühlere und relativ feuchtere Luft als sie ohne den Wald haben würde. Eine umgekehrte Zirkulation tritt (ebenfalls bei Windstillen und klarem Himmel) während der Nacht ein, wenn die Lufttemperatur im Freien genügend weit unter die Temperatur des länger warm bleibenden Waldinnern gesunken ist: vom Walde her bewegt sich in der Höhe wärmere Luft nach dem Freiland hin, während am Boden die kältere und schwerere Luft des Freilandes gegen den Wald zieht. Die oberhalb aus dem Walde nach dem freien Lande bewegte Luft kann über letzterem, da sie die durch Strahlung oberflächlich erkalteten und häufig auch betauten Kronen passiert hat, etwaige Nebel- oder Taubildung begünstigen, im ganzen wird aber die Wirkung wie auch die Energie dieser nächtlichen Zirkulation nur unbedeutend sein können, weil die dieselbe bedingenden Temperaturunterschiede zwischen Wald und Freiland an sich nur klein sind und sie die Differenzen aufzuheben, mithin sich selbst zu zerstören strebt.

---

[1]) Der nähere Vorgang hierbei ist ganz analog demjenigen, welcher im ersten Teil unter „Monsun“ und weiterhin unter „Land- und Seewind“ dargelegt wurde.

Sehr gross dürfte aber auch die Erstreckung der Tageszirkulation nicht sein, und ebensowenig kann ihre Gesamtwirkung auf das Klima des freien Landes als sehr erheblich angenommen werden. Denn wenn auch der Temperaturunterschied zwischen Wald- und Freilandluft bei Tage durchschnittlich grösser ist als bei Nacht, so ist doch nicht zu übersehen, dass diese lokalen Zirkulationen in Wirklichkeit nur in den seltenen Fällen zu Stande kommen, wo zur Sommerszeit bei heiterem Himmel die Luft sonst ruhig ist, dass sie aber bei bedecktem Himmel unmerklich und durch jede allgemeine Luftströmung aufgehoben werden, endlich, dass sie im Winter gar nicht eintreten, weil die Unterschiede zwischen den Temperaturen von Wald und Freiland zu gering sind. So kann es nicht befremden, dass von den 13 Freilandstationen des preussischen forstlich-meteorologischen Beobachtungsnetzes, deren 9jährige Ergebnisse Grossmann in bezug auf die absolute Luftfeuchtigkeit untersuchte, nur eine einzige, Friedrichsrode, einen Waldeinfluss erkennen lässt. Ein weiterer Beleg dafür, dass durch die lokale Zirkulation nur in ganz untergeordnetem Masse ein Einfluss des Waldes auf das Klima des benachbarten freien Landes vermittelt wird, lässt sich aus den Hamberg'schen Untersuchungen in Schweden entnehmen. Die nächtliche Zirkulation, welche ja die Nachttemperatur der Luft des benachbarten freien Landes zu erhöhen strebt, war nicht einmal imstande zu verhindern, dass über Nacht die Lufttemperatur in Lichtungen — aus einer anderen vom Walde herrührenden Ursache, von der noch die Rede sein wird — sogar tiefer sank als in der freien Ebene, 10 bis 20 km vom Walde.

b. **Wirkung vermittelst allgemeiner Luftströmungen.** Von dem in der Vegetationszeit bei Tag aus den Kronen verdunsteten Wasser wird bei der nächtlichen Abkühlung leicht ein Teil zu Tau und Nebel kondensiert. Diese Abend- oder nächtlichen Nebel, sowie auch die nach Sommerregen bei Tage sich häufig bildenden Nebelschleier über dem Walde (welche letzteren dadurch entstehen, dass ein Teil der auf die warmen oberen Blätterschichten gefallenen Regentropfen wieder verdunstet und in der noch fast dampfgesättigten Luft über dem Walde von neuem kondensiert wird) werden zuweilen von leichten Winden über das benachbarte freie Land geführt und hierdurch daselbst, jedenfalls aber nur mit im Ganzen verschwindend geringem Erfolg, die Ein- und Ausstrahlung vermindert.

Von Modifikationen allgemeiner Winde durch den Wald, derart, dass die Winde über dem Freiland in etwas veränderter Beschaffenheit anlangen, sind folgende Fälle denkbar. Warme und zugleich relativ trockene Luftströmungen, welche über den Wald ihren Weg nehmen, werden im Sommer, besonders bei Tage, von den Kronen Wasserdampf aufnehmen und jenseits relativ wie absolut feuchter ankommen, daher das jenseitige Freiland weniger austrocknen, als es ohne die Gegenwart des Waldes der Fall sein würde. Nur ein sehr geringer Teil der Luft-

strömung wird im Sommer durch den Wald gehen, weil sie durch diesen zu sehr gehemmt wird, und dieser Teil würde, bei Tage passierend, etwas kühler und relativ feuchter jenseits ankommen.

Ist die ankommende warme Luftströmung der Sättigung nahe, so kann sie im Sommer (besonders bei Tag) durch und über den Wald ziehend den Zustand der Sättigung erreichen. Tritt Regen ein, so wird derselbe auch teilweise der nächsten Umgebung des Waldes zukommen, aber weiterhin im leeseitigen Freiland wird die Luftströmung nahezu dieselbe relative Feuchtigkeit haben, wie vor dem Wald, nur allenfalls etwas kühler und dampfärmer sein, und deshalb weiteren Niederschlag erst wieder geben können, wenn sie aufs neue eine Abkühlung erfährt.

Eine kalte und feuchte Luftströmung des Sommers wird durch den im Vergleich hierzu etwas wärmeren Wald nur wenig verändert; bei Nacht kann sie durch die Erkaltung der obersten Blätterschichten veranlasst werden, einen Teil ihrer Feuchtigkeit an diesen abzusetzen, so dass sie jenseits etwas dampfärmer ankommt, als sie vorher war.

Im Winter ist die durch den Wald mögliche Veränderung der Winde für das jenseitige Freiland sehr unbedeutend.

Liegt der Wald auf Bergseiten, über welche die Luftströmungen emporsteigen müssen, so werden diejenigen der vorbezeichneten Wirkungen, die zunächst in Vermehrung der relativen Feuchtigkeit der Luftströmungen bestehen, ungleich stärker auftreten, als beim Wald in der Ebene, weil die Erhebung schon an sich in demselben Sinne und viel stärker wirkt.

Trockenwarme Luftströmungen des Sommers, die über den bewaldeten Hang eines oben unbewaldeten Plateaus aufsteigen, bringen dem oben liegenden Freiland relativ feuchtere (bei Tag auch kühlere) Luft, als ohne den Wald (bei kahlem Hang) der Fall wäre. Je feuchter (relativ) die Luftströmung schon vorher war, desto leichter wird das Plateau Niederschlag erhalten.

Ist diejenige Seite eines Berges oder einer Bergkette, gegen welche im Sommer ein trockener Wind herankommt, bewaldet, die Leeseite aber Freiland, so erhält dieses leztere durch den luvseitigen Wald, sofern das Aufsteigen der Luft nicht bis zur Niederschlagsbildung geführt hat, feuchtere Luft, als bei Kahlheit des Luvgehänges der Fall wäre. War dagegen der Wind schon vorher reichlich feucht (relativ), so wird es wegen des Waldes und durch den Aufstieg leicht zu Niederschlag kommen, welcher jedoch vorwiegend das luvseitige Gehänge trifft. Je reichlicher aber der Niederschlag fällt, desto dampfärmer muss die Luft über einem leewärts weiterhin sich erstreckenden freien Lande ankommen, und da sie bei ihrem allmählichen Herabsinken sich erwärmt hat, wird sie auch relativ trockener und zu Niederschlägen weniger geneigt sein.

Ist das Leegehänge bewaldet, so wird die passierende, ursprünglich trockene Luft über der Ebene im Lee feuchter (absolut und relativ) ankommen, als bei Kahlheit des Gehänges, da die Luft beim Herabsinken Dampf aus dem Walde aufnehmen wird. Bestimmter wird eine Anfeuchtung ursprünglich trockener Winde eintreten, wenn beide Seiten bewaldet sind. Auch in dem Fall, dass die Luftströmung vor dem Aufstieg am Luvgehänge einen derart hohen Feuchtigkeitsgrad besitzt, dass Niederschlag die Folge des Steigens ist, dürfte der Wald am Leegehänge bewirken, dass die Luft über der sich im Lee ausdehnenden freien Ebene weniger trocken anlangt, als bei Kahlheit des Leegehänges der Fall sein würde, wenn auch diese nachträgliche Anfeuchtung der Luft durch den Wald weitaus nicht im Stande sein wird, die durch das Aufsteigen veranlasste, in Form von Niederschlägen erfolgte Dampfabgabe zu kompensieren.

Zusammenfassung. Hiernach wird in Betreff der theoretisch möglichen Beeinflussung des Freilandes durch den Wald im Sommer und vornehmlich bei Tage etwa Folgendes gelten können:

Wald am Leegehänge[1]) erhöht für die freie Lee-Ebene die relative Feuchtigkeit der Luft; Wald am Luvgehänge kann dies bei trockenen Winden ebenfalls; bei feuchten Winden befördert der luvseitige Wald die Entstehung von Niederschlägen über und nahe dem Gebirge, verringert aber, falls solche eintreten, für die entferntere Lee-Ebene die Luftfeuchtigkeit und die Wahrscheinlichkeit von Niederschlägen; der Wald der Ebene macht trockenwarme Winde für die im Lee liegenden Fluren unbedeutend feuchter (wohl auch unerheblich kühler).

Im Winter sind die Einwirkungen unbestimmt und jedenfalls unerheblich.

191. **Wird durch den Wald die Regenmenge vermehrt?** Wie gross die im Vorstehenden betrachteten, in Würdigung der bezüglichen Eigentümlichkeiten des Waldes als möglich anzunehmenden Wirkungen desselben thatsächlich sind, entzieht sich bis jetzt unserer Kenntnis. Sie können möglicherweise sehr geringfügig sein, und sie können in verschiedenen Klimaten recht verschieden sein. Jedenfalls wird von vielen der Einfluss des Waldes auf die Regenmenge weit überschätzt. Der regenbefördernde Einfluss des Waldes wird sich überhaupt nur bei allgemeiner Regendisposition geltend machen und nicht zu Zeiten, wo die Verhältnisse für Regenbildung ungünstig sind[2]). Vielfach werden aber hoch und in Waldnähe gelegene Stationen hinsichtlich der Regen-

---

[1]) Abgesehen von der Wirkung der Bodenerhebung.

[2]) Woeikoff, der Einfluss der Wälder auf das Klima. A. Petermanns Mitteilungen. Gotha 1885, Bd. 31, S. 81—87.

menge schlechtweg in Vergleich gestellt mit Stationen waldloser Ebenen, und dann die ganzen Unterschiede dem Einfluss des Waldes zugeschrieben ohne gehörige Rücksicht darauf, dass der Wald an und für sich wohl häufig weit weniger an dem gefundenen Überschuss schuld ist, als die Höhenlage. Oder auch es werden waldnahe Stationen mit einer Anzahl solcher in waldlosen Gegenden von ungefähr derselben durchschnittlichen Seehöhe, wie sie die waldnahen Stationen im Durchschnitt aufweisen, bezüglich der Regenmengen in Vergleich gestellt, jedoch ohne die nötige Gewährleistung, dass nicht etwa die waldnahen Stationen vorwiegend auf der Regenwindseite, der „nassen“ Seite von Gebirgen liegen, oder umgekehrt die waldfernen Stationen der Mehrzahl nach auf der „trockenen“ Seite oder überhaupt in regenarmer Gegend sich befinden. Wäre freilich der Beweis erbracht, dass auch bei Vermeidung jeglicher Willkühr und Ungleichheit bezüglich der Lage und Exposition der Stationen, Aufstellung der Regenmesser etc., überhaupt nach Ausschluss aller Fehlerquellen waldnahe Stationen (verglichen mit waldfernen) derartige Mehrbeträge an Niederschlag aufweisen, wie sie bis jetzt von manchen herausgerechnet worden sind, so würde dem Wald im Bergland im Ganzen eine beträchtliche und mit wachsender Seehöhe zunehmende, (örtlich) die Regenmenge vermehrende Wirkung zukommen.[1])

Nehmen wir nun an, es verhielte sich thatsächlich so, und von je zwei Stationen, deren eine in gut bewaldeter, deren andere in waldloser Gegend liegt, die sich aber weiter durch nichts unterscheiden, vielmehr im Übrigen den gleichen klimatischen Einflüssen ausgesetzt sind, in gleichem Terrain, in gleicher Seehöhe und völlig gleich günstig gegen die Regenwinde (auf Berghängen gleicher Höhe, Abdachung, Exposition etc.) liegen, erhalte konsequent die Waldstation mehr Niederschlag. Dann wäre der nächstliegende Schluss offenbar der, dass gerade infolge des über den Waldgebieten stattfindenden zu reichlichen Entzuges von Wasserdampf aus der Atmosphäre anderwärts weniger Niederschlag entsteht, weil der Dampfgehalt der Atmosphäre herabgedrückt, und somit die Niederschlagsbildung erschwert ist, dass m. a. W. der Wald eine ungleiche örtliche Verteilung des Niederschlages verursacht, sich und seine Nachbarschaft bereichert auf Kosten der waldlosen Gegenden. Wäre nirgends Wald vorhanden, d. w. s. befänden sich an seiner Stelle landwirtschaftliche Kulturen ebenso wie jetzt in den waldlosen Vergleichsgegenden, so müssten — immer die Richtigkeit der örtlichen Regenvermehrung durch den Wald vorausgesetzt — offenbar die bisherigen Waldgegenden weniger, die waldlosen aber mehr Regen erhalten als bisher, das Erstere, weil der regenbegünstigende Wald fehlte, das Letztere, weil der Dampfgehalt der Atmosphäre (nach dem Fortfall

[1]) Dem Wald der Ebene messen auch die meisten Verfechter dieser Ansicht keine erhebliche Bedeutung bei.

jener Mehrentnahme durch den Wald) grösser wäre. Aber noch aus einem anderen Grunde dürfte die absolute Feuchtigkeit der Atmosphäre eine Vermehrung erfahren. Im freien Lande ist die Verdunstung aus dem Boden grösser als im Wald, und ausserdem befördert die Transspiration der Futtergewächse grössere Mengen Wasserdampf in die Atmosphäre als diejenige der Waldbäume (auf gleicher Bodenfläche). Die Temperatur würde allerdings nach dem Fortfall des Waldes durchschnittlich gleichfalls etwas höher, die durchschnittliche relative Feuchtigkeit aber hierdurch in der freien Atmosphäre doch nicht wohl geringer werden, weil aus den vorerwähnten Ursachen und infolge der höheren Temperatur reichlichere Verdunstung und somit eine Vermehrung des Dampfgehalts der Luft eintreten würde.

Daraus dürfte weiter zu schliessen sein, dass die Bedingungen für Niederschlagsbildung im ganzen nicht ungünstiger, die Gesamtsumme der auf die Erdoberfläche fallenden Niederschläge nicht geringer sein würde, wenn die jetzt mit Wald bestandenen Flächen statt des Waldes andere, kräftig transpirierende Gewächse trügen, dass vielmehr nur die vorausgesetzten und der Wirkung des Waldes zugeschriebenen Unterschiede der Regenmengen gleicher Lagen und Seehöhen wegfielen.

Also, auch angenommen, dass es mit dem vielseitig behaupteten grösseren Regenreichtum gut bewaldeter Örtlichkeiten im Vergleich zu waldlosen Gegenden gleicher Lage und Seehöhe seine volle Richtigkeit hätte, so wäre doch die Rolle des Waldes hierbei vorerst nur so aufzufassen, dass er eine ungleiche örtliche Verteilung der Regenmenge zu Ungunsten des freien Landes bewirke, nicht aber, dass er den Regen in Summa vermehre.

Einstweilen stehen jedoch überhaupt der Ansicht, dass der Wald einen beträchtlichen Einfluss auf die Regenmengen habe, andere gegenüber, nach welchen dieser Einfluss keineswegs bedeutend ist.[1])

192. **Vergrösserung der Temperaturextreme durch den Wald in seiner unmittelbaren Nähe.** Eine offenbar ungünstige Wirkung des Waldes ist die Vergrösserung der Temperaturextreme, speziell die Erniedrigung des nächtlichen Temperaturminimums in Lichtungen verglichen mit der freien waldfernen Ebene, wie solches in Schweden beobachtet worden ist. Dies ist auf den Schutz, den der Wald gegen Wind gewährt, zurückzuführen, welcher Schutz zwar, soweit er in einer Abschwächung heftiger Winde besteht, vorteilhaft ist, andererseits aber, wie

[1]) H. Gannet z. B., der die Regenverhältnisse grosser Gebiete Nordamerikas hinsichtlich der im Laufe einiger Dezennien infolge von Entwaldung, bezw. Aufforstung oder Kultivierung der betreffenden Gebiete etwa eingetretenen Änderungen der jährlichen Regensummen untersuchte, gelangt zu dem Ergebnis, dass Abholzung, Aufforstung oder Kultivierung eines Landes auf die Menge des jährlichen Niederschlags keinen merklichen Einfluss haben.

jene Beobachtungen zeigen, auch nachteilig werden kann, indem die vom Wald bewirkte Abhaltung des Luftzuges die nächtliche Ausstrahlung und Erkaltung in seiner Nachbarschaft fördert.

Man sieht hieraus zugleich, was teilweise schon aus dem früheren hervorgeht, dass es eine irrige Auffassung ist, wenn man meint, der Wald übertrage einfach die Eigentümlichkeiten seines Klimas auf das Aussengelände, nur in abnehmendem Grade mit zunehmender Entfernung vom Walde. Die erwähnten Beobachtungen zeigen, dass das Aussengelände durch die Nachbarschaft des Waldes klimatische Eigentümlichkeiten annehmen kann, welche denjenigen innerhalb des Waldes selbst — Abstumpfung der Temperaturextreme — gerade entgegengesetzt sind. Es ist dies ähnlich, wie mit dem Einfluss der Gebirge. Das Gebirge selbst hat geringere Temperaturextreme und grösseren Regenreichtum, als die Ebene. Die dem Gebirge benachbarten Landstriche sind aber vielfach gerade dadurch charakterisiert, dass sie durch die Nähe des Gebirges grössere oder häufigere Wechsel der Temperatur und, wenn auf der „trockenen Seite“ des Gebirges gelegen, weniger Niederschlag haben, als das Land fern von Gebirgen.

Einfluss des Waldes auf die Wasserläufe. Eine wesentliche **193.**
Rolle spielt der Wald offenbar hinsichtlich der Wasserversorgung der Quellen und Flüsse und der Verminderung von Überschwemmungen.

Wälder auf geneigtem Terrain nützen unzweifelhaft dadurch, dass sie die Abschwemmung der Verwitterungsmassen vermindern, was insofern wichtig ist, als von kahl abgeschwemmten Hängen die Niederschlagswasser rasch und ungehindert abfliessen anstatt nachhaltig zur Speisung der Flüsse und Quellen beizutragen, und ausserdem, weil abgeschwemmte und zu Thal geführte Verwitterungsmassen vielfach Übelstände, die ein Hochwasser hervorrufen kann, zu erhöhen geeignet sind. Wälder verlangsamen — und hierin liegt zugleich die Ursache der vorerwähnten Verminderung der Abschwemmung — durch das Wasseraufsaugungsvermögen der Streudecke und der oberen Bodenschichten sowie durch die mechanischen Hindernisse, welche die Kronen, die Streudecke und die Wurzeln bieten, bis zu einem gewissen Grad und mit Ausschluss der Wolkenbrüche den oberflächlichen Abfluss der Niederschlagswasser. Jedoch kann es unter Umständen auch erwünscht sein, dass auf der einen Seite eines Flussgebietes die Abfuhr rascher erfolgt als auf der anderen, damit nicht die Hochwasser, z. B. bei der Frühjahrsschneeschmelze, von beiden Seiten zugleich in den Hauptstrom gelangen und grosse Überschwemmungen bewirken. Ferner verlangsamen die Wälder die Verdunstung aus den dieselben durchschneidenden Wasseradern im Sommhalbjahre und liefern somit gerade in der verhältnismässig wasserarmen Zeit den Flüssen nach-

haltigere Beiträge als unter sonst gleichen Verhältnissen das offene Land. Der Waldboden allerdings dürfte zur sommerlichen Speisung der Quellen weniger beitragen als eine vegetationslose Fläche, aber mehr als Kleefelder und Wiesen, denn der Waldboden ist[1]) nur in den obersten Schichten feuchter, im Wurzelraum aber trockener als ein unbebautes Feld in gleicher Tiefe, weil die Bäume im Sommerhalbjahre viel Wasser verdunsten.

Endlich ist noch anzuführen, dass der Wald die Bildung von Lawinen verhindert, da diese nur auf solchen geneigten Lehnen entstehen können, welche von Unebenheiten, wie Baumpflanzungen u. dergl. sie darstellen, frei sind.

XI. Klimatographie von Deutschland.

A. Übersicht im ganzen.

194. **Temperaturextreme.** Deutschland gehört der gemässigten Zone an, und zwar sowohl im solaren Sinne vermöge seiner Lage zwischen 47 und 56° nördl. Breite, wie auch im Sinne der thermischen Zoneneinteilung Supan's, da es zwischen den Jahresisothermen von 20 und 0° liegt. Es hat ziemlich scharf ausgeprägte vier Jahreszeiten und im ganzen geringe Stetigkeit der Witterung. Das Klima Deutschlands, wie es durch seine geographische Breite bedingt ist, erleidet Modifikationen hauptsächlich durch den Ozean und die Nordsee im Westen und Nordwesten, die Ostsee im Norden und Nordosten, den grossen Kontinent im Osten, die Alpen im Süden, und durch die Oberflächengestaltung im inneren.

Um eine Vorstellung von den absoluten Grenzen zu geben, innerhalb welcher sich durchschittlich die Temperatur in Deutschland bewegt, seien die mittleren Jahresmaxima[2]) und Minima einiger Orte des deutschen Reiches angeführt. (° C.)

	Mittl. Maximum	Mittl. Minimum
Königsberg	31,8	— 21,5
Bromberg	32,4	— 20,3
Berlin	33,0	— 15,4

[1]) Ebermayer, Forschungen auf dem Gebiet der Agrikulturphysik 1889 Bd. XII S. 147—174.

[2]) Um das mittlere Jahresmaximum eines Ortes zu erhalten, notiert man die höchste, in einem Jahre einmal abgelesene Temperatur, ebenso im folgenden Jahre, im dritten, und f. f.; verfügt man solcherart über die Notierungen aus einer längeren Reihe von Jahren, so werden jene addiert und durch die Zahl der Beobachtungsjahre dividiert. Analog erhält man das mittlere Jahresminimum, d. h. die niedrigste Temperatur, welche man in jedem Winter zu gewärtigen hat.

	Mittl. Maximum	Mittl. Minimum
Halle	32,5	— 15,7
Brocken	23,2	— 20,9
Breslau	30,9	— 18,4
Ratibor	32,5	— 21,6
Dresden	32,9	— 17,1
Leipzig	32,9	— 17,4
Erfurt	31,6	— 18,5
Baireuth	31,4	— 21,3
München	30,4	— 18,5
Augsburg	32,2	— 18,8
Heidelberg	32,5	— 14,2
Kreuznach	33,0	— 14,6

Die mittleren Maxima sind, vom Brocken abgesehen, überall nahezu die gleichen, 30 bis 33^0, die mittleren Minima (Kälteextreme) liegen zwischen —14 und —21^0. Als absolute Minima (also nur einmal in sämtlichen Beobachtungsjahren) wurden beobachtet zu Königsberg — 30^0, zu Bromberg — 36,6^0 (beide im Jahre 1850), zu Ratibor — 33,4^0. Die Differenz zwischen dem mittleren Maximum und Minimum, die (absolute) Jahresschwankung, beträgt etwa 47^0 (im Südwesten) bis 53^0 (im Nordosten).

Der kälteste Monat ist der Januar, der wärmste der Juli; April und Oktober kommen dem Jahresmittel am nächsten, doch ist der Oktober durchgängig wärmer als der April, besonders an der Ostsee und auf hochgelegenen Punkten.

Mitteltemperaturen in Deutschland. Die nachstehende Tabelle giebt einen Überblick über die mittleren Wärmeverhältnisse Deutschlands. Es sind von einer grösseren Anzahl von Beobachtungsorten, die über das ganze Deutsche Reich zerstreut liegen, die Mitteltemperaturen des Jahres und der für die vier Jahreszeiten charakteristischen Monate: Januar, April, Juli, Oktober, zusammengestellt.[1]) 195.

	N.Breite	Östliche Länge v. Gr.	See-höhe m	Januar	April	Juli	Ok-tober	Jahr
Crefeld	51° 20′	6° 35′	45	0,8	8,7	18,2	9,8	9,3
Münster	51 58	7 37	63	1,2	8,7	17,5	10,2	9,3
Hannover	52 22	9 44	58	0,5	8,4	17,9	9,8	9,1
Hamburg	53 33	9 58	20	— 0,4	7,6	17,3	8,9	8,5
Kiel	54 19	10 8	4	0,4	7,2	17,0	9,4	8,3
Flensburg	54 47	9 26	5	0,6	7,1	17,2	9,3	8,3
Sylt	44 53	8 22	11	1,2	6,9	16,8	8,3	8,4

[1]) Aus Hann's Handbuch der Klimatologie 1883.

	N.Breite	Östliche Länge v. Gr.	Seehöhe m	Januar	April	Juli	Oktober
Köln	50° 55′	6° 57′	60	1,6	9,7	18,7	10,8
Boppard	50 14	7 34	99	1,1	9,1	17,9	10,0
Kreuznach	49 50	7 51	114	0,8	9,7	19,0	10,2
Trier	49 46	6 38	150	1,1	9,5	18,5	10,1
Frankfurt a. M.	50 7	8 41	103	— 0,1	9,9	19,6	10,0
Mannheim	49 29	8 27	116	0,4	10,6	20,0	10,8
Karlsruhe	49 1	8 25	123	0,1	10,4	19,5	10,4
Strassburg	48 34	7 45	144	— 0,3	9,8	19,2	10,1
Gütersloh	51 54	8 23	81	0,6	8,4	17,6	9,7
Kassel	51 19	9 28	204	0,0	8,3	17,3	9,1
Mühlhausen i.Th.	51 13	10 27	209	— 0,8	8,0	17,5	8,8
Erfurt	50 59	11 2	202	— 1,3	7,9	17,6	8,8
Wernigerode	51 50	10 42	246	0,0	7,2	17,4	9,2
Brocken	51 48	10 37	1143	— 5,4	0,7	10,7	4,0
Halle	51 31	11 57	111	— 0,2	8,2	18,7	9,5
Leipzig	51 20	12 21	119	— 1,2	8,3	18,0	9,0
Dresden	51 3	13 44	129	— 0,3	8,6	18,5	9,9
Berlin	52 30	13 24	48	— 0,8	8,4	18,8	9,7
Frankfurt a. O.	52 22	14 32	43	— 1,6	8,0	18,4	9,3
Schwerin	53 38	11 25	57	— 0,6	7,1	17,6	9,0
Rostock	54 6	12 8	16	— 0,5	7,2	17,5	9,2
Putbus	54 22	13 29	56	— 1,0	6,2	17,2	8,8
Stettin	53 26	14 35	42	— 1,5	7,4	18,1	9,2
Köslin	54 12	16 12	35	— 2,2	5,9	16,8	8,4
Danzig	54 21	18 40	22	— 1,5	6,4	17,9	8,8
Königsberg	54 43	20 30	23	— 3,9	5,6	17,3	8,0
Memel	55 43	21 8	9	— 3,5	4,7	17,1	8,2
Arys (Claussen)	53 48	21 56	146	— 5,5	5,4	17,6	7,3
Bromberg	53 7	18 3	52	— 2,8	7,0	18,1	8,2
Posen	52 25	16 55	82	— 2,6	7,4	18,4	8,8
Görlitz	51 9	14 59	217	— 2,1	7,5	17,6	9,0
Breslau	51 7	17 2	147	— 2,2	7,9	18,5	9,4
Ratibor	50 5	18 11	207	— 3,4	7,9	18,3	8,9
Stuttgart	48 46	9 10	268	0,4	9,3	18,8	9,9
Calw	48 43	8 44	348	— 0,9	7,4	17,1	8,7
Freudenstadt	48 23	8 24	723	— 1,3	6,4	16,4	7,9
Ulm	48 24	10 0	478	— 2,0	8,7	18,1	8,6
Friedrichshafen	47 39	9 30	407	— 0,5	9,2	19,1	10,1
Isny	47 47	10 2	721	— 2,4	7,3	16,7	8,2
Baireuth	49 57	11 35	345	— 2,3	7,6	17,2	8,1
Nürnberg	49 27	11 4	316	— 2,8	8,1	17,8	8,6
Regensburg	49 1	12 6	359	— 3,2	8,3	18,3	8,9
München	48 9	11 34	528	— 3,0	7,6	17,3	8,3

Die Grenzen, zwischen welchen sich hiernach die Jahresmittel und die Mitteltemperaturen der für die einzelnen Jahreszeiten charakteristischen Monate in Deutschland (mit Ausschluss der höheren Gebirgspunkte) bewegen, sind aus folgender Zusammenstellung ersichtlich:

	Die höchste	Die niedrigste
	Mitteltemperatur der nebenstehenden Monate und des Jahres beträgt ° C	
Januar	1,6 (Köln)	— 5,5 (Arys)
April	10,6 (Mannheim)	4,7 (Memel)
Juli	20,0 (Mannheim)	16,8 (Köslin) [1]
Oktober	10,8 (Köln, Mannheim)	7,3 (Arys)
Jahr	10,5 (Mannheim)	6,3 (Arys)

Die grösste Mittelwärme hat das mittlere Rheinthal; es hat milde Winter- und hohe Sommertemperaturen und bildet in Deutschland den Gegensatz zu dem Seenplateau Ostpreussens, wo Arys am Spirdingsee ein Jahresmittel von 6,3° und ein Januarmittel von — 5,5° hat, im Januar also so kalt ist, wie der 1000 m höhere Brockengipfel mit — 5,4° mittlerer Januartemperatur. Die Januarisotherme von 0°, die von der schleswig'schen Westküste durch Nordhannover südöstlich, weiterhin etwa südlich verläuft, trennt Deutschland im allgemeinen in einen etwas kleineren, westlichen Teil, wo die mittlere Januartemperatur über 0° liegt, und einen grösseren, östlichen Teil, wo das Januarmittel unter 0° herabsinkt. Der Ostseeküste sind niedrige Frühlingstemperaturen eigen, wogegen der Herbst verhältnismässig warm ist.

Als nächst dem ostpreussischen Seenplateau im Jahresmittel kälteste Gebiete Deutschlands können etwa gelten: die bayerische Hochebene — woselbst München 7,5° mittlere Jahrestemperatur hat — und der gebirgige Teil von Schlesien (Ratibor und Görlitz haben 7,9° Jahresmittel). Höher ist die mittlere Jahrestemperatur im mittleren Deutschland, überhaupt im grösseren Teil des Reiches; dieselbe wechselt — mit Ausschluss der höheren Gebirgspunkte — meist zwischen 8,3 und 9,5°, und am höchsten ist sie, wie erwähnt, in den Rheingegenden: Mannheim hat 10,5, Karlsruhe 10,3, Strassburg 10,2, Köln 10,1° Jahresmittel. Dies ist offenbar hauptsächlich eine Wirkung der Nachbarschaft des atlantischen Ozeans und der warmen aus SW kommenden äquatorialen Winde.

Dass nicht der südliche Teil von Deutschland der wärmste, sondern dass dieser vielmehr kälter ist als sehr viele nördlicher liegende Punkte, erklärt sich aus der grösseren Erhebung des südlichen Deutschland.

[1] Niedrigere Julimittel haben hochgelegene Orte, z. B. Freudenstadt in 723 m Seehöhe 16,4°, der Brocken (1143 m) 10,7°.

München ist z. B. nicht nur nicht wärmer als das viel nördlicher liegende Berlin sondern ganz erheblich kälter, im Jahresmittel um 1,5° (Berlin 9°, München 7,5°). Auch in den für die einzelnen Jahreszeiten charakteristischen Monaten (Januar, April, Juli, Oktober) weist München durchweg niedrigere Mitteltemperaturen auf als Berlin. München liegt 528 m über dem Meere, Berlin nur 48 m, und ausserdem ist für München die Nähe der Alpen von Einfluss.

Die durchschnittliche Temperaturabnahme mit zunehmender Seehöhe beträgt für je 100 m

in der Schwäbischen Alp	0,44° C
im Siebengebirge	0,56° „
„ Erzgebirge	0,59° „
„ Harz	0,58° „

woraus das Mittel 0,54°. Dass die vertikale Temperaturabnahme eine jährliche Periode hat, im Sommer grösser ist als im Winter, wurde bereits angeführt (§ 153).

196. **Vegetationszeit; Vegetationsverhältnisse.** Da in den Rheingegenden im Frühjahr die Temperatur rascher eine gewisse Höhe erreicht als im östlichen und besonders im nordöstlichen Deutschland, z. B. im April bis zu 6° höher ist als dort, und es im Herbst auch länger warm bleibt, der Oktober noch mehrere Grade wärmer ist als im Osten, so fällt im Westen die Vegetationszeit länger aus als dort (um 1 bis 2 Monate). Im allgemeinen, d. h. für die meisten Gegenden Deutschlands, kann die Dauer der Vegetationszeit zu 5 bis 7 Monaten angenommen werden; mit wachsender Seehöhe nimmt sie beträchtlich ab. Daher lohnt im höheren Gebirge nur noch Sommergetreidebau, während sonst überall Wintergetreidebau möglich ist.[1])

Der grösseren Jahres- und besonders der grösseren Sommerwärme, den kürzeren und milderen Wintern und der längeren Vegetationszeit des Westens und Südwestens gegenüber den östlichen Provinzen ist es augenscheinlich zuzuschreiben, dass der Weinbau im wesentlichen auf das südwestliche Deutschland und Franken beschränkt ist, dass dort Hopfen, Mais und die feineren Obstsorten mit sicherem Erfolge gebaut werden, dass Holzarten wie Ulme, Wallnuss, edle Kastanie u. a., sowie Eichenschälwaldungen, hauptsächlich dort angetroffen werden.

[1]) Man nimmt an, dass etwa erforderlich sei:

	Mittl. Jahrestemp.	Vegetationszeit (Monate)	Bodenbearbeitungszeit (Monate)
für den Weinbau	10—15°	7	9
„ „ Hopfen und Maisbau	9—10	6	8
„ „ Wintergetreidebau	7,5—9	5	7
„ „ Sommergetreidebau	6—7,5	4	6

Kälterückfälle im Frühjahr. Wie aus dem Früheren bekannt, 197.
ist die durchschnittliche tägliche Wärmeschwankung im Sommer grösser als im Winter. Da dieselbe im Frühjahr rasch wächst, im Mai schon sehr gross, häufig grösser ist als in allen übrigen Monaten, und der mittlere Wert, um den im Laufe eines Tages die Temperatur schwankt, in dieser Zeit noch nicht so weit über Null ^{0} liegt wie im Sommer, so sinken die Temperaturminima noch im Mai öfters unter den Gefrierpunkt herab, wodurch die Vegetation empfindlich geschädigt werden kann. Um diese Zeit lässt nämlich gewöhnlich die Frequenz und Stärke der Nordwesteuropa berührenden barometrischen Depressionen etwas nach, und inzwischen vermögen sich im Norden Europas — infolge der noch niedrigen Temperatur im Vergleich zu der südlich schon vorgeschrittenen Frühjahrserwärmung — Gebiete höheren Luftdruckes auszubilden, so dass Deutschland kalte nördliche Winde erhält (vergl. auch S. 223), die bei ihrer niedrigen Temperatur nur wenig Wasserdampf enthalten können und deshalb eine weitere Temperaturerniedrigung durch nächtliche Ausstrahlung nicht hindern. Die Frühjahrserwärmung hat überhaupt häufige Perioden grosser Trockenheit der Luft und der Bodenoberfläche zur Folge und durch diesen Umstand wird einem tiefen Sinken des nächtlichen Temperaturminimums Vorschub geleistet. Kälterückfälle des Frühjahrs pflegen im nördlichen und nordöstlichen Deutschland häufiger, auch anhaltender, aufzutreten als im südwestlichen, was ebenfalls für die Vegetationsverhältnisse der verschiedenen Gebietsteile von Einfluss ist; die Frühjahrsentwickelung im Norden wird verlangsamt.

Regen in Deutschland; Nebel. Die Regenverhältnisse Deutsch- 198.
lands sind sehr mannigfaltig. Manche Orte haben über 4 mal soviel Regen als andere. Die Jahressumme der Niederschläge ist vor allem abhängig von der Seehöhe und beträgt[1])

für die norddeutsche Tiefebene	61	cm
für das mitteldeutsche Gebirgsland	69	„
für Süddeutschland	82	„
für ganz Deutschland[2])	71	„

Die Regenmenge nimmt mit der Seehöhe zu, jedoch nicht proportional derselben. Berge wirken als Kondensatoren, desgleichen die Meeresküste.

Auf der Regenwindseite der Gebirge (SW bis W) fällt mehr Regen als auf der entgegengesetzten Seite,[3]) namentlich tritt dies bei solchen

[1]) van Bebber, Handbuch der Witterungskunde.
[2]) Töpfer giebt 66 cm an.
[3]) Münster, Gütersloh und Paderborn an der Südwestseite des Teutoburger Waldes haben eine durchschnittliche Regenmenge von 694 mm, Salzuflen und Hannover an der Nordostseite haben im Mittel nur 578 mm. Ähnlich am Harz,

Gebirgszügen hervor, welche quer gegen diese **Winde liegen**, während die Regenmengen zu beiden Seiten solcher Bergketten, welche jener Windrichtung parallel liegen, fast gleich sind. Das Erstere ist in verschiedenen Grad bei der Mehrzahl der deutschen Gebirge der Fall, das Letztere z. B. beim Erzgebirge.

Von der Meeresküste aus landeinwärts und von **West** nach Ost werden die Regenmengen im allgemeinen kleiner, mit der Annäherung an die Gebirge nehmen sie wieder zu.

Die nebenstehende Tabelle[1]) giebt eine Übersicht über die Jahresmengen (in mm) und die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge (in Prozenten der Jahressumme) in Deutschland.

Die regenärmsten Gebiete sind danach das westliche Ostseegebiet, Mecklenburg, das ostdeutsche und das mitteldeutsche Tiefland, mit zum Teil unter 50 bis 54 cm Regenhöhe. Einzelne Orte und kleine Gebiete haben noch weit weniger, z. B. Riesa an der Elbe 42 cm. Die regenärmste Gegend Süddeutschlands ist der westliche Teil von Rheinhessen im Regenschatten des Hunsrück und der Haardt (ca. 50 cm). Die grösste Niederschlagsmenge weist nach der Tabelle der westliche und südwestliche Schwarzwald auf, 146 cm, doch haben einzelne Orte und kleine Gebiete noch weit mehr Niederschlag, z. B. Kreuth im bayerischen Alpenvorlande 200 cm, Wildenstein in den Vogesen 192 cm, der Brocken ca. 170 cm.

Was die Verteilung des Regens über das Jahr betrifft, so gehört ganz Deutschland zum Gebietder vorwaltenden **Sommerregen**, d. h. der Sommer ist die niederschlagsreichste Jahreszeit; nur an der Nordseeküste walten die Herbstregen vor, und auf hochgelegenen Stationen des Elsass sind die Winterniederschläge überwiegend.

Die Regenmenge ist im allgemeinen am grössten im Juli, am kleinsten zu Anfang des Frühjahrs oder Ausgangs des Winters. Sie beträgt durchschnittlich im Winter 20, im Frühjahr 22, im Sommer 33, im Herbst 25 Prozent der ganzen Jahressumme. Im September findet meist eine rasche Abnahme, im Frühjahr ein langsames Steigen der Regenmenge statt. Monatliche Niederschlagshöhen von über 20 cm sind in Deutschland nicht selten, Tagesmengen von mindestens 10 cm auch im norddeutschen Flachlande häufig. Die grösste Tagesmenge daselbst ist etwa 15 cm; im Gebirge

---

wo sich namentlich auch zeigt, wie im Südwesten mit der Annäherung an das Gebirge und mit zunehmender Seehöhe die Regenmenge wächst und hinter jenem wieder abnimmt. Dieselbe beträgt nämlich in Göttingen (130 m Seehöhe) 550 mm, in Heiligenstadt (221 m) 601 mm, in Clausthal (568 m) 1427 mm, auf dem Brocken (1140 m) 1700 mm, in Ballenstedt (255 m) 953 mm, in Wernigerode (246 m) 724 mm, in Salzwedel (40 m) 585 mm. Ähnliches lässt sich an anderen deutschen Gebirgen beobachten.

[1]) van Beber, Handbuch der Witterungskunde.

Gebiet	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahres-Summe mm
. Schleswig-Holstein	9	7	6	6	5	6	8	8	12	**13**	10	9	698
Holstein, N-Hannover,)ldenburg	8	7	6	7	6	7	10	10	**11**	10	8	8	723
. Ostseegebiet	8	7	6	6	6	8	10	11	**12**	10	8	8	541
er Mecklenb. Seenplatte	7	6	6	7	7	8	11	**13**	**13**	8	7	7	495
sen u. Hinterpommern	7	6	5	6	6	8	10	12	**13**	10	8	8	578
utsches Tiefland	7	6	6	7	7	8	12	12	**13**	8	7	7	540
ldeutsches Tiefland	8	6	7	7	7	8	12	**12**	10	7	7	8	530
deutsches Tiefland	8	7	6	7	6	8	11	**11**	11	8	8	8	645
rbergland u. Thüringen	7	6	6	6	7	10	12	**13**	11	7	8	8	512
	9	7	8	8	7	8	11	**12**	10	8	8	8	1063
nger Wald	9	8	9	8	6	8	9	9	9	7	8	**10**	931
isches Bergland	7	5	7	8	7	9	**13**	12	10	6	7	9	612
birge	8	6	8	8	8	9	**11**	11	9	7	7	9	820
Böhmen	8	6	6	6	7	10	**13**	11	10	7	7	8	549
laus. Elb-Isergebiet	8	6	7	7	7	9	**12**	11	11	7	7	9	625
chles. Bergland	6	5	5	6	7	10	**13**	13	12	9	8	7	583
ngebirge	7	6	6	8	7	9	11	**12**	12	8	7	8	865
rrhein. Münsterland	8	8	7	7	6	8	10	10	**10**	8	9	8	679
rhein. Schiefergebirge	8	8	6	7	7	8	9	**11**	10	8	8	9	680
land, Rothaag, Taunus	8	8	7	7	6	8	10	**10**	10	7	9	10	844
sches Bergland, Röhn	8	7	6	7	6	9	**12**	11	10	7	8	8	618
ing. Plateau, Hardt	9	7	6	7	7	8	10	**10**	8	9	8	9	705
sen	9	**11**	8	9	7	7	8	8	9	7	8	8	1257
hein. Tiefebene, unt. Stufe	7	7	6	7	7	9	11	**12**	11	8	8	9	654
„ ob. „	6	7	4	7	7	11	**11**	10	10	10	8	9	598
arzwald: W und SW	7	7	8	8	8	9	10	10	7	9	**10**	7	1460
„ E	6	6	5	7	8	10	**12**	11	11	8	7	8	768
rland, Odenw., Spessart	8	6	7	7	6	9	**11**	11	10	8	8	10	877
äb. Jura	5	5	6	6	8	10	**13**	12	12	9	8	8	728
äb. Terasse	7	6	5	7	6	10	**12**	11	**11**	8	7	9	616
. Terrasse, Oberpfalz	8	6	7	6	7	9	**12**	11	10	8	8	9	706
erwald	9	9	8	**10**	6	8	9	**10**	8	6	7	**10**	1430
äb., bayer. Hochebene, vestl. Alpenvorland	6	5	5	6	8	10	**13**	12	12	8	8	7	1046
ches Alpenvorland	6	5	6	7	7	10	12	**13**	13	9	6	6	1018

hat man Tagesmengen von 20—24 cm beobachtet. Die höchsten stündlichen Mengen des Regenfalls im nördlichen und westlichen Deutschland dürften 60—70 mm sein. Die Dauer der einzelnen Fälle sowie die Gesammtdauer der Niederschläge innerhalb 24 Stunden ist bei stärkeren Niederschlägen durchschnittlich sehr kurz; 24stündige Regenfälle sind selten.

Regenwahrscheinlichkeit. Bezüglich der Regenwahrscheinlichkeit (d.i. die Zahl der Regentage, dividiert durch die Zahl der Beobachtungstage) sind innerhalb Deutschlands die örtlichen Unterschiede nicht sehr gross. Im Gesammtdurchschnitt des Landes und Jahres beträgt sie 0,434, d. h. es regnet durchschnittlich an 434 Tagen unter je 1000 Tagen; am kleinsten ist die Regenwahrscheinlichkeit in der schlesischen Ebene (0,370), am grössten im Harz (0,495). Auch das Jahr hindurch ändert sich die Regenwahrscheinlichkeit nicht bedeutend. Sie beträgt — im Durchschnitt von ganz Deutschland — im Frühjahr 0,433, im Sommer 0,446, im Herbst 0,400, im Winter 0,436. Also zu allen Jahreszeiten fällt durchschnittlich nicht ganz jeden anderen Tag Regen oder Schnee, am wenigsten häufig im Herbst.

Die grösste Regenwahrscheinlichkeit weist im norddeutschen Tiefland und in Mitteldeutschland der Monat März auf, in Süddeutschland der Juni oder Juli, die geringste im nördlichen Deutschland im allgemeinen der Monat Oktober, im südlichen der September.

Nebel in Deutschland. Was die Nebel betrifft, so zeigt sich ihre Häufigkeit in hohem Grade von lokalen Einflüssen abhängig. Im Ganzen nimmt in Deutschland die Nebelhäufigkeit von der Küste nach dem Binnenland und von West nach Ost ab. Dieselbe zeigt eine jährliche Periode, welche jedoch an der Küste und im Westen weniger entwickelt ist, als im Binnenland und im Osten. Nach der Nebelhäufigkeit rangieren die meteorologischen Jahreszeiten im allgemeinen in der Reihenfolge: Winter, Herbst, Frühling, Sommer. Das Maximum tritt im Osten früher ein, als im Westen, es fällt in Neufahrwasser und Breslau auf den November, in Warnemünde, Kiel, Hamburg, Keitum auf den Dezember, in Berlin, Karlsruhe, Friedrichshafen auf den Januar, in Borkum auf den Februar. Auch das Sommerminimum tritt im Binnenland früher ein, als an den Küsten. Am seltensten sind Nebel des nachmittags, am häufigsten morgens.

B. Klimatische Gebiete Deutschlands.

199. **Einteilung.** Die klimatische Übersicht Deutschlands wird wesentlich erleichtert resp. vervollständigt, wenn man dasselbe nach den klimatischen Besonderheiten seiner Gebietsteile in einzelne Klimagebiete scheidet[1]).

---

[1]) Wir folgen hierbei der Einteilung von Lorenz und Rothe in ihrem Lehrbuch der Klimatologie, Wien 1874.

Das westliche und nordwestliche Deutschland steht weit mehr unter dem Einfluss des Ozeans und insbesondere der Nordsee, als der Nordosten und Osten. Dagegen macht sich im östlichen und nordöstlichen Teil ein von der Ostsee und den ausgedehnten östlich und südöstlich angrenzenden trockenen Ländermassen herrührender Einfluss geltend. Als Grenze zwischen beiden Hauptgebieten kann etwa eine Linie gelten, die längs des niedrigen schleswig-holsteinischen Scheiderückens und in der Verlängerung dieser Richtung zwischen Berlin und Dresden hindurch bis an die Sudeten verläuft.

Die westlich von dieser Grenzlinie gelegene Hälfte kann dann als das *ozeanische*, die östliche Hälfte als das *sarmatische* Gebiet Deutschlands bezeichnet werden.

Das ozeanische Gebiet zerfällt in mehrere Teilgebiete. Am reinsten ist sein Charakter ausgeprägt in den Gegenden nahe der Nordsee; dieser Komplex bildet den *germanischen Kreis*. Lokale Modifikationen innerhalb des ozeanischen Gebietes werden veranlasst und eigene klimatische Kreise werden gebildet a) durch das mitteldeutsche Bergsystem, nördlich mit dem Harz beginnend und im Südosten mit dem bayrischen Walde, im Südwesten mit dem Schwarzwald und den Vogesen endigend: der *hercynische Kreis*; b) durch die Plateaulage zwischen den Alpen einerseits und dem Jura und dem hercynischen Bergsystem andererseits: der *bojoarische Kreis*; c) durch die Alpen: der *alpine Kreis*.

Das sarmatische Gebiet weist keine entschiedene Unterteilung auf.

I. Der germanische Kreis. Der ozeanische Typus, der im ger- 20
manischen Kreis am entschiedensten ausgeprägt ist, wird naturgemäss von der Nordwestküste gegen das Binnenland allmählich schwächer, und es treten weiter nach Osten und Südosten mehr Züge des Kontinentalklimas oder kurze Zeiträume mit mehr kontinentalem Klimacharakter auf.

Den Charakter des germanischen Kreises kann *Westfalen* repräsentieren, insbesondere die meteorologische Station *Gütersloh*, von welcher langjährige Beobachtungen vorliegen.

Nach diesen weht der Wind dort im Jahre durchschnittlich an 170 Tagen aus den Strichen WNW bis SW[1]), es kommt also auf ein Viertel der Windrose fast die Hälfte aller beobachteten Winde. Diese so stark vorherrschenden Winde sind Seewinde, und da diese vermöge ihrer charakteristischen Eigenschaften grosse Luftfeuchtigkeit, häufige Niederschläge, reichliche Bewölkung und hierdurch geringe Temperaturextreme[2]) zu bringen pflegen, so sind hiermit schon die Hauptzüge des westfälischen

[1]) Von den 1095 Beobachtungen während eines Jahres (dreimal täglich) ergeben 511 die Richtungen WNW, W, SSW, SW.

[2]) Die trüberen Sommertage sind die kühleren, die trüben Wintertage die wärmeren in unseren Breiten.

Klimas gegeben. Zeitweise tritt dieser Wirkung der Seewinde diejenige trockener östlicher Winde[1]) entgegen.

Infolge des Vorherrschens der Seewinde weist das Jahr durchschnittlich 195 Tage mit Niederschlag (worunter 30 Schneetage) auf, d. h. es fällt noch etwas öfter als jeden zweiten Tag Regen oder Schnee. Die Mächtigkeit der einzelnen Regenfälle ist aber im allgemeinen nicht sehr gross, denn trotz der Häufigkeit der Regenfälle beträgt die jährliche Regensumme nur 721 mm. Der meiste Regen fällt in den Monaten Juli und August, am wenigsten im März und April.

Die mittlere Jahrestemperatur ist 9^0, das Januarmittel + 0,6^0, das Julimittel 17,6^0. Vorwiegend im Winter sind die aus SW und WSW kommenden Winde häufig (eine Folge des niedrigen Luftdruckes im Eismeer und des bleibend hohen Druckes im Südwesten von Europa); daher sind dem westfälischen Klima milde Winter eigen mit einer mittleren Temperatur von + 0,95^0. Der Frühling ist relativ weniger freundlich als der Winter. Es werden die WNW und NW Winde häufiger als vorher, weil über dem nordatlantischen Ozean der Luftdruck wächst, während er im Innern Europas und Asiens infolge der bereits kräftigen Erwärmung der dortigen trockenen Ländergebiete abnimmt. Diese nordwestlichen Winde bringen feuchtkalte Luft, häufige Aprilschauer und Graupeln, und die auch jetzt wie durch das ganze Jahr vorwaltenden südwestlichen Winde mit ihren schweren Wolkenmassen bewirken im Verein mit jenen, dass sonnige Tage selten sind.

Im Sommer, wo im Innern des europäisch-asiatischen Kontinents niedriger Luftdruck herrscht, während der Druck über dem nordatlantischen Ozean wächst, und das Barometermaximum der subtropischen Breiten weiter nach Norden rückt, nehmen die kühlen nordwestlichen Winde, Wolken und feuchtkühles Wetter bringend, an Häufigkeit zu, auch die wärmeren, südwestlichen Winde sind zahlreich, und so bleiben meist nur kurze Zeiträume ungehinderter Sonnenwirkung übrig, die allerdings zuweilen zu einer bedeutenden Erwärmung führen.

Der Frühherbst ist hier wie in ganz Mitteleuropa die beständigste Zeit des Jahres, indem die kontinentalen (östlichen) Winde, die im Frühjahr und Sommer selten anhaltend sind, im September anzudauern und eine Reihe sonniger und deshalb meist noch warmer Tage mit sich zu bringen pflegen. Veranlasst werden diese Winde dadurch, dass nunmehr infolge der beginnenden stärkeren Erkaltung des grossen Kontinents im Osten und Nordosten der Luftdruck über demselben grösser wird, während er über dem nordatlantischen Ozean abnimmt. Später jedoch wird die

[1]) Die in Gütersloh verhältnismässig häufigen Winde aus ESE sind zum Teil lokaler Natur, teils und vorwiegend sind es infolge der orographischen Verhältnisse abgelenkte allgemeine polare Winde.

Luftdruckverteilung wieder diejenige des Winters, jene östlichen Luftströmungen treten zurück, die wiederum zunehmenden südwestlichen Winde bringen Wolken und regnerisches Wetter, und so pflegt auf den sonnigen Frühherbst ein trüber Spätherbst zu folgen.

II. Der hercynische Kreis. Dieser Kreis, bestehend aus den vielfach bewaldeten Höhen des Harzes, Thüringerwaldes, Taunus, Westerwaldes, Spessarts u. s. w., der Vogesen, des Schwarzwaldes, deutschen Jura, bayerischen und Böhmerwaldes, welche in die vorwiegend feuchten Luftströmungen des ozeanischen Gebietes höher hineinragen, repräsentiert den Hauptkondensator auf deutschem Gebiete. Denn die vorherrschenden Winde, die hier im Ganzen dieselben sind, wie im ozeanischen Gebiet überhaupt, bringen an diesen Höhen reichlichere Niederschläge hervor als im ozeanischen Tieflande (dem germanischen Kreis), so zwar, dass im allgemeinen auf den westlichen Seiten Bewölkung und Niederschlag am reichlichsten ausfallen. 201.

Die Beobachtungen der meteorologischen Station Clausthal im Harz (568 m Seehöhe) sind geeignet, wenigstens ein ungefähres Bild der Eigentümlichkeiten dieses klimatischen Kreises zu geben.

Im Winter wehen dort die ozeanischen Winde S bis WSW allein so häufig wie jene aus den drei übrigen Quadranten zusammen. Ein Maximum an Niederschlägen, fast ebenso gross wie das des Sommers, fällt daher auf die drei Wintermonate und zwar hier vorwiegend in Form von Schnee. Die Mitteltemperatur des Winters ist für die Höhenlage der Station infolge der herrschenden Seewinde verhältnismässig hoch, sie beträgt — 1,9°. Selten sinkt die Temperatur unter — 15 bis 16°, obwohl Frostperioden, meist von 5 bis 8 Tagen, mit mehr oder weniger intensiver Kälte (hervorgerufen durch trockene nordöstliche Winde, die zwar nicht häufig sind aber keinen Monat fehlen und durch ihre Trockenheit die Entstehung von Kältecentren begünstigen) nicht selten sind.

Im Frühjahr tritt wie in der ganzen Klimaprovinz ein rascherer Wechsel der Luftströmungen und des Wetters ein, dabei werden die westlichen und nordwestlichen Winde häufiger, zugleich auch diejenigen aus östlichen Strichen, die jedoch zum grösseren Teil lokaler Natur sind und vom noch schneebedeckten Gebirge nach dem schon erwärmten Vorlande herabwehen. Im Sommer treten die lokalen Winde zurück, die nordwestlichen und die überhaupt dominierenden südwestlichen Winde treten mit vermehrter Häufigkeit auf, und beide bringen leicht Regen. Im Herbst pflegen wie in ganz Mitteleuropa Perioden guten Wetters sich einzustellen, nach Regen- oder Schneefällen im Brockengebiet auch wieder lokale Gebirgswinde. Später gehen die Luftströmungsverhältnisse in diejenigen des Winters über.

Die Zahl der Regentage ist im Herbst kleiner als in den übrigen Monaten. Noch stärker nimmt vom Sommer zum Herbst die Regenmenge ab; die Monate September und Oktober haben zusammen nur halb so grosse Regenmengen als Juli und August zusammen. Fast ebenso klein ist die Niederschlagsmenge im April und Mai, am grössten ist sie im Sommer. Die Jahressumme beträgt etwa 143 cm. —

Die hier kurz erörterten Verhältnisse Clausthals können freilich nicht durchaus und namentlich nicht in bezug auf Temperatur — die Mitteltemperatur des Jahres beträgt daselbst 6°, die des Januar — 2,5°, des Juli 14,5° — als diejenigen des ganzen hercynischen Kreises gelten; niedrigere und südlichere Lage, Verschiedenheiten der Exposition und Bodengestaltung bedingen mannigfache und erhebliche Unterschiede. Dennoch sind gewisse Züge des klimatischen Charakters dem ganzen Bezirk gemeinsam:

Es herrscht im ganzen grösserer Regenreichtum als in den übrigen Kreisen, und relativ grosse Gleichmässigkeit in der Verteilung der Niederschlagstage über das Jahr, daher auch der Bewölkung und somit auch von kühlender Beschattung im Sommer, von Schutz gegen mächtige Erkaltung im Winter. Diese Gleichförmigkeit im Wechsel heiterer und regnerischer Tage während des ganzen Jahres unterscheidet den hercynischen Bezirk namentlich vom sarmatischen Gebiet. Die Regenwahrscheinlichkeit ist im Mittel aller Monate mit Ausnahme des regenarmen September im hercynischen Kreis eine solche (ungefähr 0,45), dass es beinahe die Hälfte aller Monatstage irgendwie regnet oder schneit; an den westlicher gelegenen Stationen ist die Regenwahrscheinlichkeit im allgemeinen etwas grösser als an mehr östlich wenngleich höher liegenden Orten.

202. **III. Der bojoarische Kreis.** Dieser besteht aus dem Plateau zwischen der Südgrenze des hercynischen Kreises und dem nördlichen Fusse der Alpen und ist klimatisch charakterisiert durch die Eigentümlichkeiten, welche einmal die Nachbarschaft von Gebirgen und ferner die hohe Lage des Terrains bei dem Fehlen grösserer Unebenheiten mit sich bringt. Infolge der Höhenlage und der lokalen Gebirgswinde, die von den benachbarten Alpen häufig über die Hochebene hereinbrechen, ist das Klima im Ganzen ein ziemlich rauhes. Es entstehen häufige und rasche Wechsel von Klima der Ebene und Klima des Gebirges, an Intensität abnehmend mit wachsender Entfernung von den Alpen. Auch die von West und Nordwest kommenden allgemeinen Winde bringen, da sie durch das Heraufsteigen eine nicht unbeträchtliche Abkühlung erfahren, niedrigere Temperaturen auf das Plateau als die sind, welche sie im Tieflande hatten, sowie ziemlich häufige Kondensationen. Im täglichen wie im jährlichen Gang der Temperatur liegen die Extreme ziemlich weit auseinander, das sommerliche Maximum steigt höher, das winterliche

Minimum sinkt tiefer herab, und die Wintermonate sind unter sich ungleicher, als im höherliegenden benachbarten Alpengebiet. München (528 m) mit 7,5° mittlerer Jahrestemperatur hat ein Januarmittel von — 3,0°, eine mittlere Julitemperatur von 17,3°, 799 mm Niederschlag pro Jahr. —

IV. Der alpine Kreis. Derselbe umfasst von Deutschland nur **203.**
einen sehr kleinen Teil, der ebenfalls innerhalb des ozeanischen Gebietes liegt, im wesentlichen die gleichen regierenden Luftströmungen hat, und dessen Besonderheiten von der Elevation und Gebirgsgestaltung herrühren. Während die Mitteltemperaturen der Wintermonate dem Gebirgscharakter gemäss wenig von einander differieren, und auch in den übrigen Jahreszeiten die Monatsmittel keine sehr grossen Sprünge zeigen, die periodische Wärmeschwankung also nicht gross ist, kommen lokal zuweilen beträchtliche (aperiodische) Schwankungen vor, die hauptsächlich durch die verschiedenen Terraingestaltungen innerhalb des Gebirges bezw. durch deren klimatische Eigentümlichkeiten (Kap. VI) und wechselseitige Einwirkungen bedingt sind. Luftfeuchtigkeit und Niederschläge sind ziemlich bedeutend. Peissenberg (971 m) hat ein Jahresmittel von 6,3°, die Mitteltemperatur des Januar ist — 1,5°, die des Juli 15,2° (August 15,25°).

V. Der sarmatische Kreis. Der sarmatische Kreis Deutschlands **204.**
ist, wie bereits erwähnt, gegenüber dem ozeanischen Gebiet und speziell dem germanischen Kreis hauptsächlich dadurch charakterisiert, dass er ein durch die wechselseitige Einwirkung der Ostsee und der grossen Länderstrecken im Südosten modifiziertes Klima hat, was am auffälligsten im Frühjahr und Frühsommer hervortritt. Während jene südöstlich angrenzenden weiten, trockenen Ländergebiete im April und Mai schon bedeutend erwärmt werden, ist an der Ostsee mit ihren nördlichen und östlichen Fortsätzen infolge der hohen Breite und des geringen Salzgehaltes derselben das Eis erst am Auftauen, Nebel und Schneefall noch häufig, die Temperatur noch niedrig. Die kalte und schwere Luft über diesen Gebieten, deren Druck durch oberen Zufluss aus den bereits warmen südöstlichen Gegenden noch vermehrt wird, drängt nun gegen jene Steppengebiete hin und bringt, soweit nicht mächtigere Einflüsse einer solchen Bewegung entgegenwirken, dem auf diesem Wege liegenden sarmatischen Kreis in Gestalt von nördlichen (NW bis NE) Winden kalte Witterung. In der That sind häufige und länger andauernde Rückfälle in Winterwetter mit nördlichen Winden zur Frühjahrszeit das auffallendste Merkmal dieses Kreises, während im übrigen Deutschland derartiges weniger häufig und auf kürzere Zeit beschränkt auftritt. Im sarmatischen Kreis ist daher auch die Frühjahrsvegetation sehr verlangsamt.

Im Sommer, mit der zunehmenden Erwärmung der Ostsee, verschwindet die Bedingung jenes lokalen Gegensatzes zwischen Nord und

Süd, und es macht sich hauptsächlich der allgemeine Temperatur- und Luftdruckunterschied zwischen dem Ozean im Westen und dem Innern Asiens im Osten geltend, wodurch wie in ganz Deutschland westliche und nordwestliche Winde häufig werden.

Im Herbst tritt die allgemeine Aufheiterung auch hier ein, mit trockenen und zuweilen scharfen östlichen Winden aus den — im Gegensatz zu der länger warm bleibenden Ostsee und dem Meere — rasch erkaltenden Steppengebieten.

Frühzeitig stellt sich der Winter ein, mit vorherrschenden Südwestwinden, reichlichem Schneefall und in klaren Nächten oft bedeutender Kälte.

Nach den Aufzeichnungen der meteorologischen Station Posen (mit 7,9° Jahresmittel, — 2,6° Januarmittel, 18,4° Julimittel, 487 mm Niederschlag pro Jahr) sind daselbst im Winter wie in ganz Deutschland südwestliche Winde vorherrschend, aber nicht so bedeutend wie im germanischen Kreis und schwächer an Kraft, Dauer und Feuchtigkeit. Das Frühjahr weist die grösste Niederschlagshäufigkeit bei nur geringer Mächtigkeit der einzelnen Fälle auf, in klaren Nächten Fröste bis tief in den Mai hinein. Der Sommer hat soviel Niederschlag als Frühjahr und Herbst zusammen, aber die Ungleichheit der einzelnen Sommer ist hierin sehr gross, trockene Sommer sind häufiger als im germanischen Kreis. Die jährliche Niederschlagsmenge ist kleiner als im germanischen und hercynischen Kreis, die Temperaturextreme sind grösser.

Druck von Fr. Stollberg in Merseburg.

Alphabetisches Register.

D.

E.

Seite

Z.

Druck von Fr. Stollberg in Merseburg.

Berichtigungen.

S. 35 Zeile 20 v. o. lies „herrschenden“ statt „herrschender“.

S. 67 Zeile 14 v. u. lies „barische“ statt „bairsche“.

S. 78 Zeile 16 v. o. fehlt die Schlussklammer hinter „Agulhas - Strömung“.

S. 129 Zeile 8 v. o. lies „enger oder weiter“ statt „engerer oder weiterer“.

S. 140 Zeile 16/17 v. u. lies „auch mehr“ statt „dagegen mehr“.

S. 141 Zeile 19 v. u. lies „diesen“ statt „diesem“.

S. 145 Zeile 5 v. u. lies „ihre“ statt „hre“.

S. 156 In der Aufschrift des § 145 2. Zeile lies „verschiedener aussertropischer Breiten“ statt „verschiedener Breiten“.

S. 161 Zeile 19 v. o. lies „Nullisotherme“ statt „Nullisothermen“.

S. 173 Zeile 15 v. o. (links) lies „gemässigten“ statt „kalten“.

S. 175 Zeile 4 v. o. ist hinter „Verdunstung“ das dort unerlässliche Komma zu ergänzen

